



# La géologie de la zone Martigny - Chamonix (versant suisse) et l'origine de la nappe de Morcles (un exemple de subduction continentale).

Stephen Ayrton

## ► To cite this version:

Stephen Ayrton. La géologie de la zone Martigny - Chamonix (versant suisse) et l'origine de la nappe de Morcles (un exemple de subduction continentale).. 1980. insu-00925393

**HAL Id: insu-00925393**

**<https://hal-insu.archives-ouvertes.fr/insu-00925393>**

Submitted on 8 Jan 2014

**HAL** is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

Eclogae geol. Helv.	Vol. 73/1	Pages 137–172	20 figures dans le texte	Bâle, mars 1980
---------------------	-----------	---------------	-----------------------------	-----------------

# La géologie de la zone Martigny–Chamonix (versant suisse) et l'origine de la nappe de Morcles (un exemple de subduction continentale)

Par STEPHEN AYRTON<sup>1)</sup>

## RÉSUMÉ

On rend compte des divers aspects de cette zone synclinale complexe, où deux couvertures liées aux massifs cristallins externes (Aiguilles Rouges et Mont-Blanc), et une suture médiane (mélange tectonique), ont été distinguées. La stratigraphie des couvertures a été précisée, dans la mesure où le manque de fossiles et la très forte déformation le permettent. Le Tertiaire semble manquer totalement, le terrain le plus jeune étant l'Urgonien (éventuellement le Gault), dans la couverture Mont-Blanc.

L'évolution tectonique débute avec une première phase, où le gros de la déformation et du transport ont lieu, et se poursuit par une série de phases mineures et probablement par des mouvements actuels. Cette première phase aboutit à la formation de:

1. une schistosité principale, qui ne masque pas complètement une anisotropie sédimentaire exprimée par l'orientation préférentielle de phyllosilicates isolés ou en agrégats;
2. une linéation minérale  $l_1$  qui correspond également à la direction de transport, et au grand axe ( $X$ ) de l'ellipsoïde de déformation;
3. des plis isoclinaux, dont les plus spectaculaires sont de grands plis verticaux dans le massif de la Croix de Fer (à ne pas confondre avec d'autres, de 3<sup>e</sup> phase, bien développés dans la couverture Mont-Blanc), parallèles à  $l_1$  (donc à  $X$ ) par suite d'une réorientation due à la très forte déformation de cette zone (rapport  $X/Z$  souvent supérieur à 100/1).

La seconde phase correspond à la formation d'un clivage de crénulation, de plis serrés, et d'une linéation d'intersection  $l_2$ . Elle est largement responsable de la déformation, parfois dans les surfaces de schistosité, de  $l_1$  et des autres structures de première phase. Les mouvements ultérieurs donnent naissance à des structures mineures complexes (dont des plis concentriques ou en chevron, souvent verticaux, auxquels kinks et zones de cisaillement avec fissures sigmoïdes sont associés) et bombent le socle, déjà impliqué dans les structures précoces de la couverture; c'est tardivement, aussi, que des mouvements décrochants ont lieu entre les deux massifs. Un gradient (non linéaire) de déformation du NW vers le SE est évident, et il en est de même pour le métamorphisme (épizone), essentiellement associé à la 1<sup>re</sup> phase de déformation, et dont les caractéristiques suggèrent un effet de socle autour des massifs cristallins externes.

Le contraste des couvertures, une certaine indépendance dans leur évolution structurale, la très forte déformation, le manque de correspondance entre les deux socles cristallins, et d'autres arguments encore, appuient fortement les vues déjà anciennes sur une distance originelle entre les deux massifs de l'ordre d'une trentaine de kilomètres. Aujourd'hui, cette distance est de l'ordre de 3 km, d'où il faut conclure à un enfouissement par subduction d'une grande quantité de matériel; ceci explique peut-être l'épaississement de la croûte sous cette zone. C'est la suture médiane qui est le lieu principal de cette subduction, qui date surtout de la 2<sup>e</sup> phase de déformation. Elle ne compte en général que quelques mètres, mais il faut y voir au moins la patrie du Flysch nord-helvétique, et partiellement ou totalement, celle de la nappe

<sup>1)</sup> Institut de Minéralogie, Collège Propédeutique, 1015 Dorigny-Lausanne (Suisse).

de Morcles. La zone Martigny-Chamonix se poursuit peut-être sous le massif du Mont-Blanc, nappé, et de style plus pennique qu'helvétique.

### ABSTRACT

The geology of this complex synclinal zone is described. Two different covers attached to the external crystalline massifs (Aiguilles Rouges and Mont-Blanc) are separated by a tectonic mélange constituting a central suture. Lack of fossils and very strong deformation hinders stratigraphic determinations. Nevertheless, Tertiary formations appear to be completely lacking, the youngest rocks being Urgonian limestones (Gault beds might be present), in the Mont-Blanc cover.

The tectonic evolution starts with a main phase of deformation and transport, and continues through a series of minor phases, possibly to the present day. This first phase produced

1. the main schistosity, which has not completely obliterated a sedimentary fabric expressed by the preferential orientation of sheet silicates, either single or in aggregates,
2. a mineral lineation  $I_1$  which corresponds to the direction of mass transport, and to the major axis ( $X$ ) of the strain ellipsoid,
3. isoclinal folds, the most spectacular being large vertical structures in the Croix de Fer massif (not to be confused with third phase vertical structures, well-developed in the Mont-Blanc cover), parallel to  $I_1$  (therefore to  $X$ ), through reorientation related to the very high degree of deformation in this zone ( $X/Z$  ratios often greater than 100/1).

The second phase is responsible for the formation of a crenulation cleavage, tight folds, and an intersection lineation  $I_2$ . It deforms, sometimes within the schistosity surfaces,  $I_1$  and the other first phase structures. The subsequent movements led to the formation of complex minor structures (concentric folds, chevron folds, often vertical, with associated kinks and shear-zones and sigmoid tension fissures), and to the arching of the basement, already involved in the early structures within the cover; late horizontal movement also occurs between the two massifs. A nonlinear deformation gradient increases from NW to SE, as does a metamorphic gradient (epizonal), essentially related to the first phase of deformation and possibly to a "basement effect" around the external crystalline massifs.

The contrasting covers, a certain degree of independence in their structural evolution, the high degree of deformation, the lack of correspondence between the basements of the two massifs, as well as other arguments, strongly support the view, expressed long ago, that originally, some 30 km separated Aiguilles Rouges and Mont-Blanc. Today that distance is reduced to about 3 km, which leads to the conclusion that a considerable amount of material has been eliminated through subduction, which probably explains the thickening of the crust in this zone. It is the central suture which is the main locus of subduction, essentially related to the second phase of deformation. This suture is at most a few metres wide, but is the root-zone of the extensive North-Helvetian Flysch and, partially or totally, the Morcles nappe. The Martigny-Chamonix zone may continue beneath the Mont-Blanc massif; the latter would therefore be, tectonically, more Penninic than Helvetic, and largely allochthonous.

### Introduction

Une cartographie détaillée de la zone synclinale complexe Martigny-Chamonix, du côté suisse, a été entreprise de 1965 à 1970, près de 50 ans après les travaux classiques de PARÉJAS (1920, 1922), OULIANOFF (1945, 1973) et LUGEON (1918, 1947). Si on peut adhérer à certaines conclusions de ces éminents géologues, la révision de cette zone, surtout sous l'angle structural, a mis en évidence des faits nouveaux, avec pour conséquence quelques modifications.

Cette zone complexe est, de plus, compliquée. La déformation y est très intense, et l'un de ses effets est de rendre difficile les attributions stratigraphiques. Il s'agit d'une zone intéressante, d'une part parce qu'elle contient probablement une racine de nappe, et aussi parce que ce que l'on y voit est peut-être assez typique de ces

coins synclinaux sis entre deux massifs cristallins, et qui pourraient être le siège de subductions continentales.

Le retard avec lequel nous rendons compte des résultats de ces travaux est en partie dû au désir utopique d'apporter des réponses à des questions encore en suspens. D'autre part, il fallait encore intégrer les résultats qu'offraient deux belles coupes souterraines effectuées dans le cadre de la construction du barrage du Grand Emosson.

Les nouvelles données cartographiques sont intégrées dans deux feuilles en préparation ou sous presse: la feuille Sembrancher de l'Atlas géologique de la Suisse au 1:25 000, et la feuille Chamonix, de l'Atlas géologique de la France au 1:50 000.

### Situation générale

La zone Martigny – Chamonix comprend des terrains mésozoïques – à notre avis, le Tertiaire y est absent – et de rares fragments provenant du socle. Celui-ci se développe largement au N, dans le massif des Aiguilles Rouges. Vers la frontière française, la (faible) obliquité des structures tardi-paléozoïques et alpines entraîne la superposition du Mésozoïque sur le synclinal permien de Salvan–Dorénaz. Les trois contacts fondamentaux, soit Mésozoïque/Permo-Carbonifère, Mésozoïque/socle cristallin, et Permo-Carbonifère/socle cristallin, sont donc bien visibles dans cette région, où les disordances angulaires tendent à se réduire de façon spectaculaire, et en cela, la zone Martigny – Chamonix est une zone charnière, car plus au S, les discordances angulaires sont très rarement visibles.

Entre le col de la Forclaz et Martigny, notre zone est bordée par le massif de l'Arpille, dont l'étude a également été reprise récemment (BLANC 1976). On y a confirmé que la tectonique alpine n'est pas responsable du renversement des couches dans un grand domaine de l'Arpille, et qu'il faut attribuer à des mouvements post-glaciaires de grande ampleur, le basculement du pendage du SE vers le NW. Comme il arrive souvent dans les Alpes, ces phénomènes de fauchage des couches peuvent rendre douteuses les mesures de pendage.

Au SE, le socle est représenté par le massif du Mont-Blanc, qui montre des différences assez notables par rapport à celui des Aiguilles Rouges – en particulier, les synclinaux permien y sont rarissimes, ce qui pourrait être partiellement dû à la différence d'altitude, et il faudra y songer lorsqu'on abordera la question de l'enracinement de la nappe de Morcles. Tous les deux révèlent les traces du métamorphisme alpin, dont le degré croît vers le S (VON RAUMER 1974), et les effets des déformations alpines. Celles-ci étant connues dans la couverture, on peut tenter de voir jusqu'où elles se font sentir dans le soubassement cristallin.

Vers le SW, la zone s'ouvre et se perd dans la région du Mont-Joly. Le passage aux chaînes subalpines soulève le problème de leur position, dont l'allochtonie semble s'affirmer à mesure que les travaux avancent.

Au NE, au-delà de Martigny, peu d'indices permettent d'en dessiner la prolongation. Peut-être le Trias de Charrat, au pied de la Colline de Chemin, en marque-t-il la bordure S. Si l'on accepte les conclusions de ce travail, qui suivent celles d'antan, il faut alors joindre la cicatrice radicale, dont nous parlerons plus loin, avec les racines bien visibles de la nappe de Morcles au N de la Colline de Saillon, elle-



même constituant une espèce de terminaison périclinale du massif du Mont-Blanc. La série liasique, que l'on y voit, montre d'ailleurs de nombreuses similitudes avec ce que nous avons appelé la couverture du Mont-Blanc dans la zone Martigny-Chamonix.

Dans ce qui suit, nous utiliserons les abréviations suivantes:

MC = Martigny - Chamonix (zone)

AR = Aiguilles Rouges (massif)

MB = Mont-Blanc (massif)

### **Quelques commentaires sur le Quaternaire**

Il ne nous appartient pas de raconter l'histoire complexe des événements quaternaires, surtout glaciaires, qui ont marqué cette région, mais certains points nous paraissent particulièrement dignes d'intérêt, soit:

1. L'immense glissement du flanc SE de l'Arpille, à mettre en parallèle avec celui du Bois de Finges, par exemple. Le creusement d'une galerie en relation avec le barrage du Grand Emosson, a montré qu'une tranche de roches de plusieurs centaines de mètres d'épaisseur était affectée par ce glissement.
2. Le col de la Forclaz n'est pas taillé dans les terrains tendres du Mésozoïque, qui passe nettement au S de la dépression.
3. Avec OULIANOFF (1945; 1973), on peut relever l'importance des vallées orientées NW-SE, à commencer par celle du Rhône. Elles sont certainement contrôlées par des éléments tectoniques, peut-être très anciens (le développement indépendant des deux lobes de la nappe des Préalpes médianes plastiques en est peut-être une conséquence). Leur direction normale par rapport à la chaîne suggère qu'elles sont liées à l'arcuation de celle-ci, et à une extension dans l'extrados. Ou alors, comme les décrochements jurassiens qu'ils semblent prolonger, ces accidents sont peut-être contemporains de la formation des grands plis.
4. A la zone de Martigny - Chamonix correspond une dépression topographique, sauf dans le massif de la Croix de Fer, qui marque la frontière entre le bassin de l'Arve et celui du Trient. Ce n'est probablement pas une coïncidence si le Mésozoïque atteint là sa puissance maximale (abstraction faite des régions où l'affleurement n'est que très partiel, comme près de Martigny), et la tectonique, un très grand degré de complexité.

### **Stratigraphie**

#### *Le soubassement*

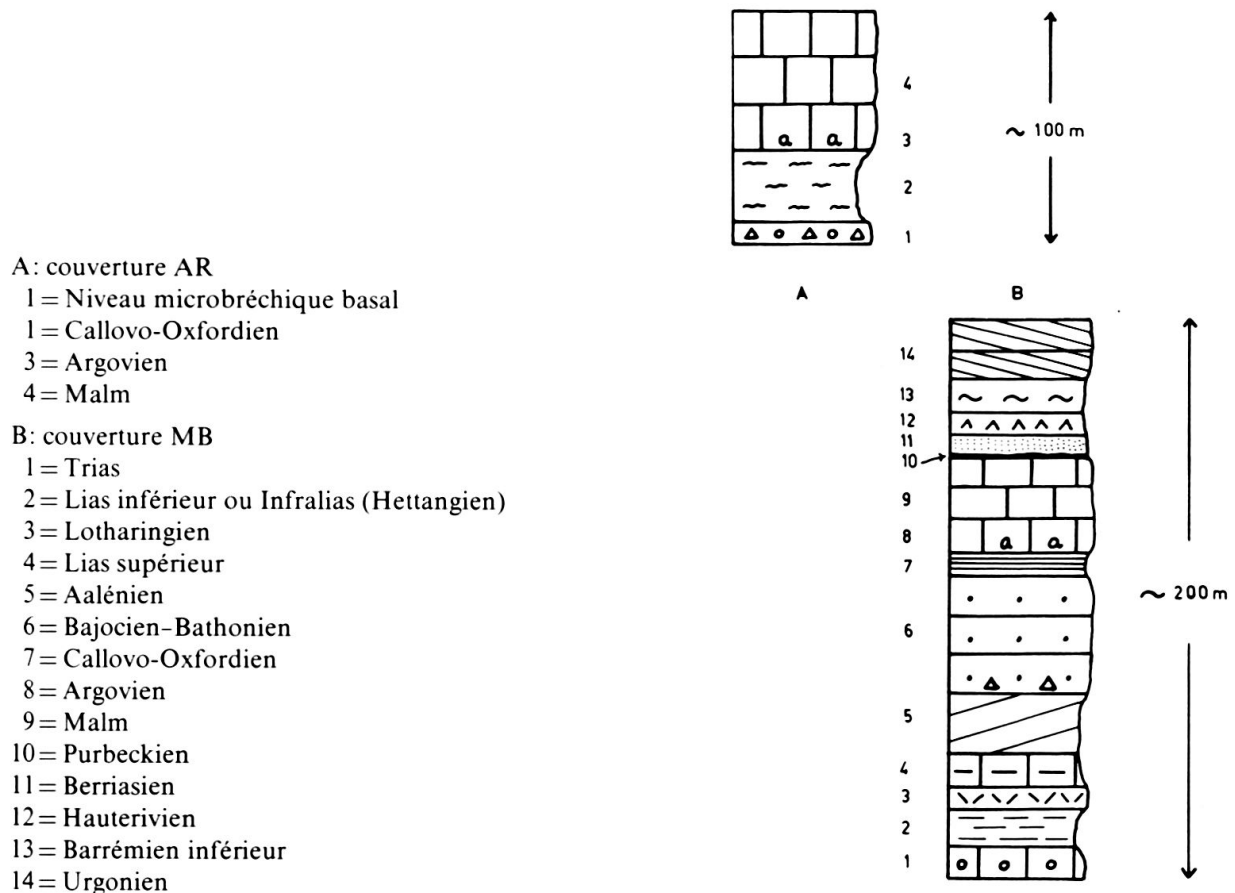
Le Mésozoïque de la zone MC repose sur un soubassement comprenant les gneiss des massifs cristallins externes, et à l'W de Trient, les roches du synclinal permien. C'est dans le massif de la Croix de Fer que la zone synclinale alpine vient recouper la structure du Paléozoïque supérieur.

Là, le Carbonifère gréseux (dans la vallée de Chamonix, il est daté du Westphalien supérieur) est en contact avec les séries mésozoïques, en tout cas, jusqu'à la

frontière. A l'entrée de la galerie des Esserts, comme au bas du ravin du Lavanchi, des porphyres quartzifères sont présents avec leurs quartz corrodés caractéristiques. Vers le N, on trouve les grès micacés et conglomérats associés aux schistes lie-de-vin à taches vertes (de réduction) typiques du Permien.

### *La couverture du massif des Aiguilles Rouges*

Le terrain le plus ancien est le Dogger daté par le gisement d'ammonites découvert par PARÉJAS (1920) aux Preises (au NW du massif de la Croix de Fer). On y constate un contact normal, transgressif sur le Permo-Carbonifère avec un niveau de base gréseux, voire microbréchique, et des calcaires à entroques. A la frontière française (fenêtre de la galerie hydroélectrique de Belle-Place), ce contact, ici avec des niveaux rouges et verts, est à nouveau magnifiquement visible. Des débris de fossiles y existent également. Au col de la Forclaz, le long de la route, il semble que ce soit l'Argovien qui transgresse sur les gneiss de l'Arpille. Au NE, c'est encore, probablement, par le Jurassique moyen ou supérieur que débute la couverture interne des Aiguilles Rouges, mais il est possible qu'à La Bâtiaz et Sur-le-Scex, il existe un peu de Trias gréseux très réduit et déformé, qui annoncerait le Buntsandstein bien connu, plaqué sur le massif de Fully. La présence d'éléments dolomitiques dans la microbrèche de base suggère que le Trias s'est bel et bien déposé, au moins localement, dans ce segment du massif AR.



Sur le Dogger viennent les calcaires plaquetés voire schisteux du Callovo-Oxfordien. Le Callovien comprend des niveaux oolithiques ferrugineux, autrefois exploités aux Tseppes (au-dessus de Trient). A la base du Malm, l'Argovien est localement bien reconnaissable avec son faciès noduleux et à lits roussâtres dolomitiques, de l'ordre de quelques millimètres. Il est parcouru aux Tseppes par des veines sombres ferro-siliceuses, dont le microplissotement donne une idée de l'intense déformation de toute cette série.

Le Malm forme les parois de Corraye, dans lesquelles on peut contempler de beaux exemples de boudinage de dolomies grises, qui en forment un niveau bien caractéristique, annonciateur de l'émergence. Le Malm est donc le terrain le plus jeune de cette série.

L'étude d'Esso, et en particulier la coupe établie à la frontière française, confirme la présence de Malm (restes de calpionelles), infirme celle de Crétacé et de Tertiaire, qui figurent sur toutes les cartes (l'analyse structurale avait laissé entrevoir cette absence), et illustre également la répétition tectonique des terrains, essentiellement due à des plis isoclinaux (voir chapitre sur la tectonique). Cette série mesure en tout une centaine de mètres d'épaisseur.

### *La couverture du massif du Mont-Blanc*

Comme pour la couverture des Aiguilles Rouges, la série qui forme la couverture N du MB est assez constante. Elle comprend des terrains allant du Trias à l'Urgonien, peut-être le Gault.

Le Trias est bien visible près du col de la Forclaz et dans le Nant Noir. Au col de Balme, en profondeur (voir coupe de la galerie Belle-Place), il est très épais, avec plus de 100 m de calcaires dolomitiques, de gypse-anhydrite et cornieules. Le gypse a même été exploité près du col de la Forclaz. Le Lias inférieur compte des calcaires plaquetés sombres et des schistes, dans lesquels, près du col de Balme, nous avons trouvé une ammonite déformée, que notre collègue J. Guex attribue au Lias inférieur et R. Mouterde, précisément à l'Hettangien<sup>2</sup>). Le Lotharingien offre un repère précieux dans cette coupe avec son faciès, classique pour l'Helvétique suisse, de quartzites ocres, comme dans l'autochtone de Saillon, par exemple. Suit un Lias supérieur calcaire et marneux, avec des récurrences siliceuses. Quelques bélemnites n'apportent aucune indication stratigraphique précise.

L'Aalénien joue un rôle croissant d'E en W. Il remplit le cœur des grandes structures verticales du massif de la Croix de Fer. C'est là qu'une miche à *Posidonomya* a été trouvée par R. Mouterde, confirmant cette attribution d'âge. Son faciès est classique: schistes noirs micacés, siliceux (teneur en carbonates pratiquement nulle), devenant brunâtres par altération.

Le Jurassique moyen se poursuit par un ensemble où les calcaires spathiques et gréseux jouent un rôle essentiel: c'est probablement le Bajocien. Par place, il semble y avoir une transition entre l'Aalénien et le Bajocien, les schistes disparaissent graduellement au profit des calcaires. Un niveau de brèche à éléments dolomitiques probablement triasiques suit la limite entre ces deux terrains dans le Nant Noir; il

---

<sup>2</sup>) Nous remercions bien vivement ces deux spécialistes de leur avis.

est tout à fait identique au Bajocien conglomératique connu ailleurs dans la couverture du massif des Aiguilles Rouges. Le grand synclinal vertical des pentes S de la Croix de Fer est taillé dans ces calcaires, dont le caractère spathique s'accroît vers le haut, la roche devenant très grossière et brunâtre. En profondeur (galerie Belle-Place), ces calcaires sont très sombres, de type «dauphinois».

Une vire schisteuse en général fort réduite, vraisemblablement le Callovo-Oxfordien, sépare le Jurassique moyen du Jurassique supérieur, le Malm typique, dont les premiers niveaux roux correspondent probablement à l'Argovien, bien visible près de la petite chapelle de La Bâtiâz. C'est également à La Bâtiâz, au-delà du Malm, que des niveaux charbonneux avaient été attribués au Nummulitique (LUGEON 1918). La construction récente du réservoir d'eau a permis de revoir brièvement ce niveau dans de bonnes conditions: il s'agit effectivement de calcaires très riches en matière organique formant un niveau noir d'environ 1 m, à la limite du Jurassique et du Crétacé. Nous pensons par conséquent, qu'il s'agit plutôt d'un dépôt de type Purbeckien. La tendance à l'émersion vers la fin du Jurassique est générale dans l'Helvétique. Cette variation de bathymétrie est exprimée dans la lithologie (apparition de niveaux dolomitiques, de brèches, etc.), et dans la faune (cf. COLLET 1943). Des débris de characées au sommet du Malm ont été signalés au Mont-Ruan, dans la nappe de Morcles, près du barrage du Grand-Emosson (COLLET 1955).

Le Valanginien schisteux – le Berriasien – y fait suite. Le Valanginien calcaire n'est que localement présent, par exemple à Sur-le-Scex, où il compte un niveau riche en pyrites oxydées (cubes jusqu'à 1 cm d'arête).

L'Hauterivien, avec ses calcaires plaquetés siliceux, à patine brune, se voit bien sur le chemin qui monte à la Tour de La Bâtiâz, ainsi qu'à Sur-le-Scex, la première épingle de la route du col de la Forclaz. Là, un calcaire clair à débris organiques lui succède; ce serait le Barrémien inférieur, car, tout de suite après, on trouve les marbres blancs ou verdâtres typiques de l'Urgonien. Au-delà se trouve la zone de suture, le mélange tectonique qui sépare les deux couvertures. Des lentilles décimétriques d'un matériel verdâtre et siliceux pourrait y représenter le Gault (comm. orale de R. Trümpy).

#### *La zone de suture médiane*

Il s'agit donc d'une bande, parfois réduite à pratiquement rien, atteignant au maximum 20 à 30 m, qui sépare les couvertures AR et MB. Des terrains divers y sont représentés, et d'W en E, la petite bande d'Aalénien à Catogne, le bloc de gneiss du Lavanchi, où on trouve également des fragments de terrains difficiles à reconnaître, dans lesquels nous avons cru repérer l'Urgonien et le Trias calcaire. Le long de la route qui monte au col de la Forclaz, ce sont 8 m de cornieules et de calcaires dolomitiques qui s'intercalent entre le Malm, côté AR et l'Urgonien côté MB.

A Sur-le-Scex et à La Bâtiâz, cette zone révèle un mélange tectonique complexe, avec des reliques de terrains appartenant à l'une ou à l'autre des couvertures, éventuellement des roches triasiques, et des veines de quartz-chlorite, peut-être liées au Gault, ou alors à des fragments de socle gneissique. La possibilité que l'on a ici affaire à un conglomérat à blocs géants d'âge nummulitique doit être considérée, car

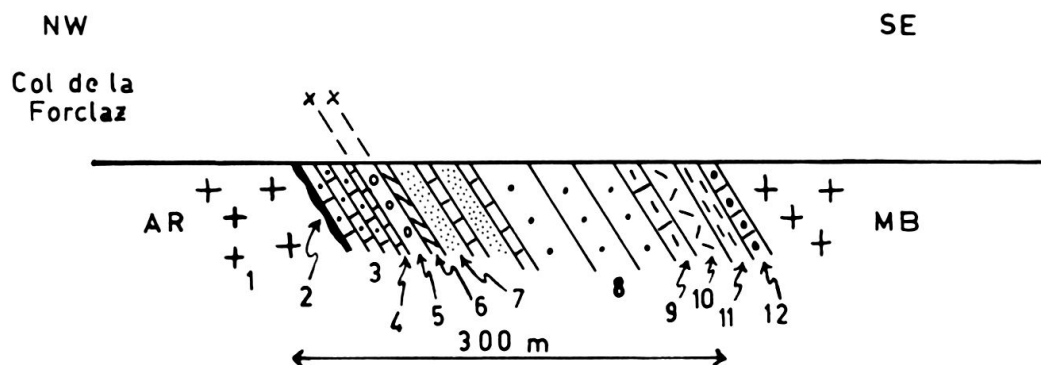


Fig. 2. Coupe de la zone MC au col de la Forclaz, le long de la route et du bisse, et en projetant les affleurements de la forêt sus-jacente.

1 = Socle; 2 = Veine de quartz et oxydes de fer; 3 = Argovien; 4 = Malm; 5 = Cornieule et calcaires dolomitiques (Trias); 6 = Urgonien; 7 = Berriasien; 8 = Jurassique moyen; 9 = Lias supérieur; 10 = Lotheringien; 11 = Infralias; 12 = Cornieule, gypse (Trias).

cette lithologie existe dans le parautochtone de la couverture AR, et dans la nappe de Morcles. Rien, toutefois, ne vient vraiment rappeler ce faciès, aucune relique de calcaire nummulitique n'a été mise en évidence, et la présence de cornieules, surtout près du col de la Forclaz (fig. 2), milite en faveur d'une origine tectonique plutôt que sédimentaire pour cette zone de mélange. L'éventuelle présence de matériel cristallin (certaine au sommet du ravin Lavanchi) vient rappeler les lentilles de matériel cristallin du socle incorporées aux séries helvétiques sur le flanc S du MB (GRAS-MÜCK 1961).

On voit donc que cette suture, cicatrice d'une zone peut-être paléogéographiquement importante, comprend une grande variété de terrains, et en particulier des lambeaux de soubassement cristallin et de Trias.

En conclusion, sur le plan stratigraphique, nous voyons que les deux couvertures AR et MB sont différentes, ce qui est une indication qu'une distance non négligeable les séparait au moment de leur constitution.

## Tectonique mégascopique et mésoscopique

### *Descriptions des structures principales*

Deux régions essentiellement, soit celle de La Bâtiaz et le massif de la Croix de Fer, donnent un aperçu de la géométrie interne de cette zone et de sa cinématique.

#### *A. Massif de la Croix de Fer*

La carte, les coupes et le bloc-diagramme (fig. 3, 4 et 5) de cette région montrent les structures principales, soit:

Dans la *couverture MB*, un très grand pli à axe vertical, à surface axiale très fortement pentée vers le SE, de direction NE-SW (fig. 6a). La carapace de ce pli kilométrique est déterminée par les calcaires spathiques et gréseux du Jurassique moyen, qui forment les sommets Croix de Fer et Pointe du Van. Le cœur de la

structure est bourrée de schistes noirs aaléniens. Un premier synclinal très réduit, au-dessus du Nant Noir, comprend le Malm et peut-être un peu d'Urgonien. Un second synclinal, plus au N, fait réapparaître des calcaires fins attribués encore au Malm, et au Lavanchi, une série crétacée réduite se pince le long de la suture tectonique médiane. Du côté de Catogne, le flanc N de la structure est réduit très fortement, le Dogger ne comptant plus que quelques mètres, par endroit. Aux Chenalettes, un accident cisaille la charnière, entraînant les schistes aaléniens assez loin vers le NE; il est aussi jalonné par des blocs de cristallin.

A la croix, près du col de Balme, on voit magnifiquement la terminaison synclinale qui se raccorde avec la série plaquée sur le MB (fig. 6b). Les relations entre la grande structure verticale, la schistosité principale ( $S_1$ ) et la linéation minérale principale ( $P_1$ ) sont claires: ces structures sont contemporaines et génétiquement liées. C'est un point de première importance pour l'étude de la cinématique.

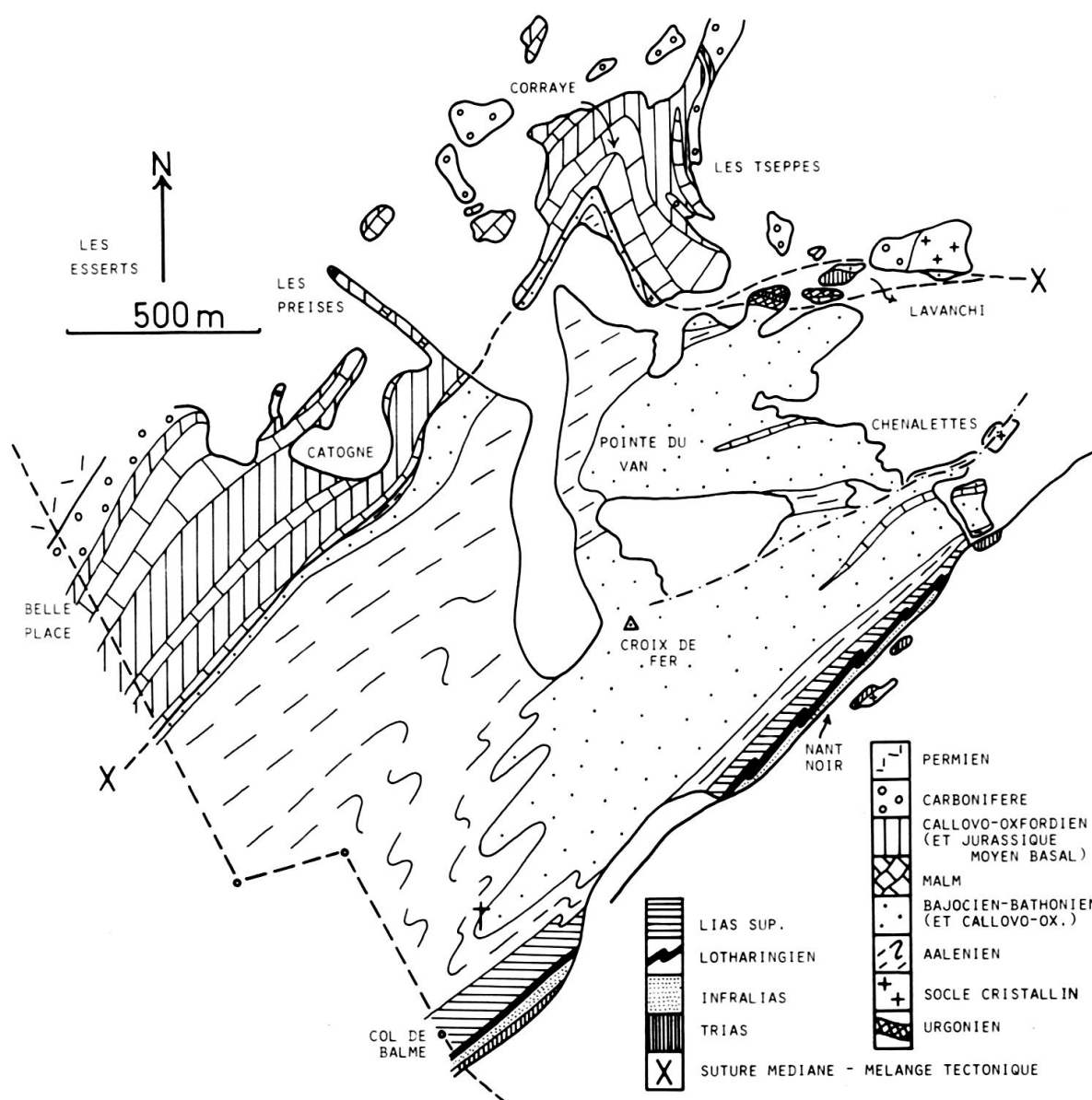


Fig. 3. Carte de la région du massif de la Croix de Fer.



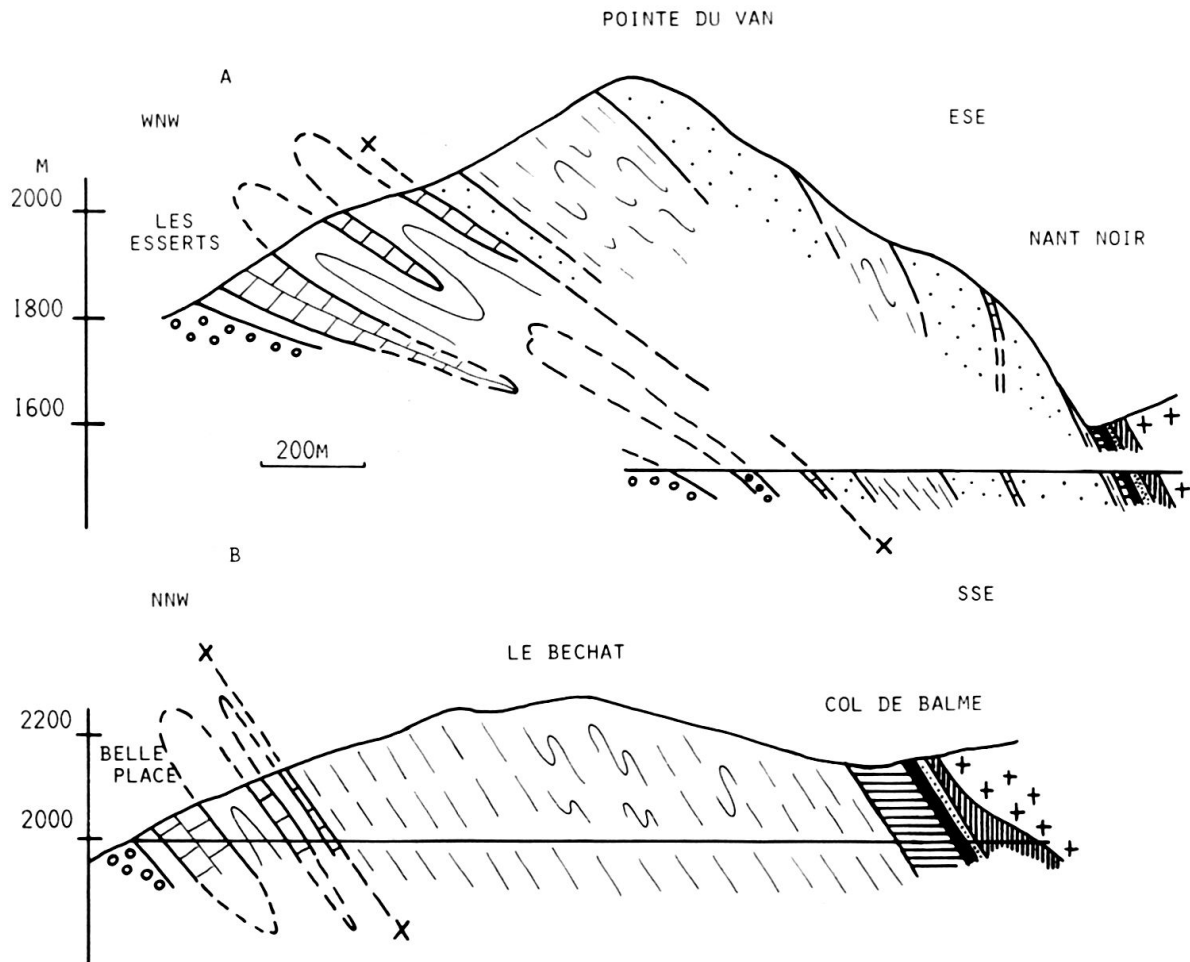


Fig. 4. Deux coupes à travers le massif de la Croix de Fer, avec les relevés des galeries des Esserts et de Belle-Place. Noter le redressement des couches du côté du Nant Noir, et l'épaississement du Trias au col de Balme. Mêmes symboles que pour la figure 3.

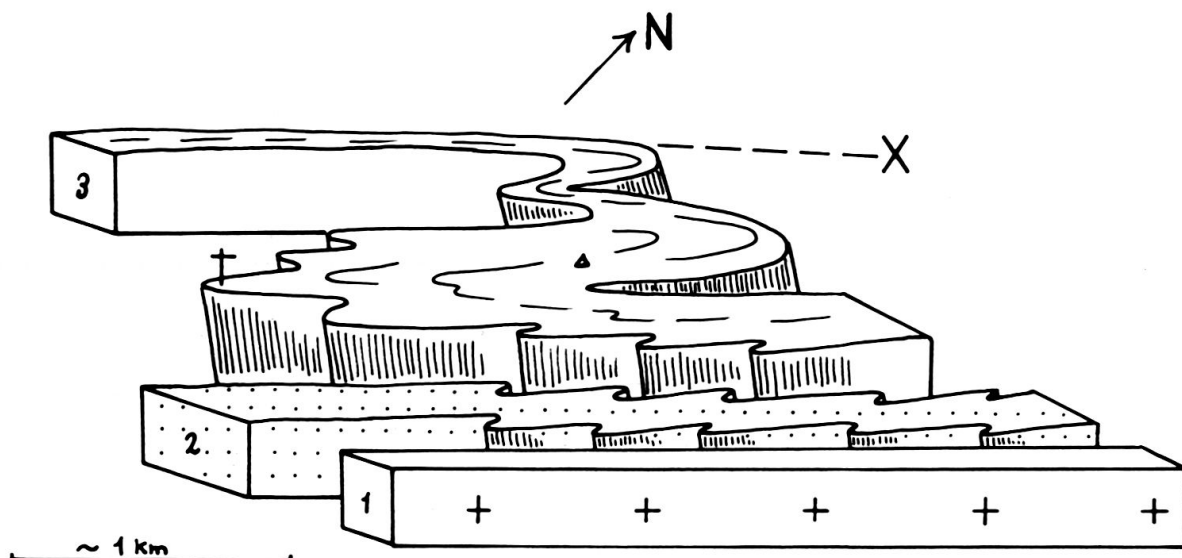
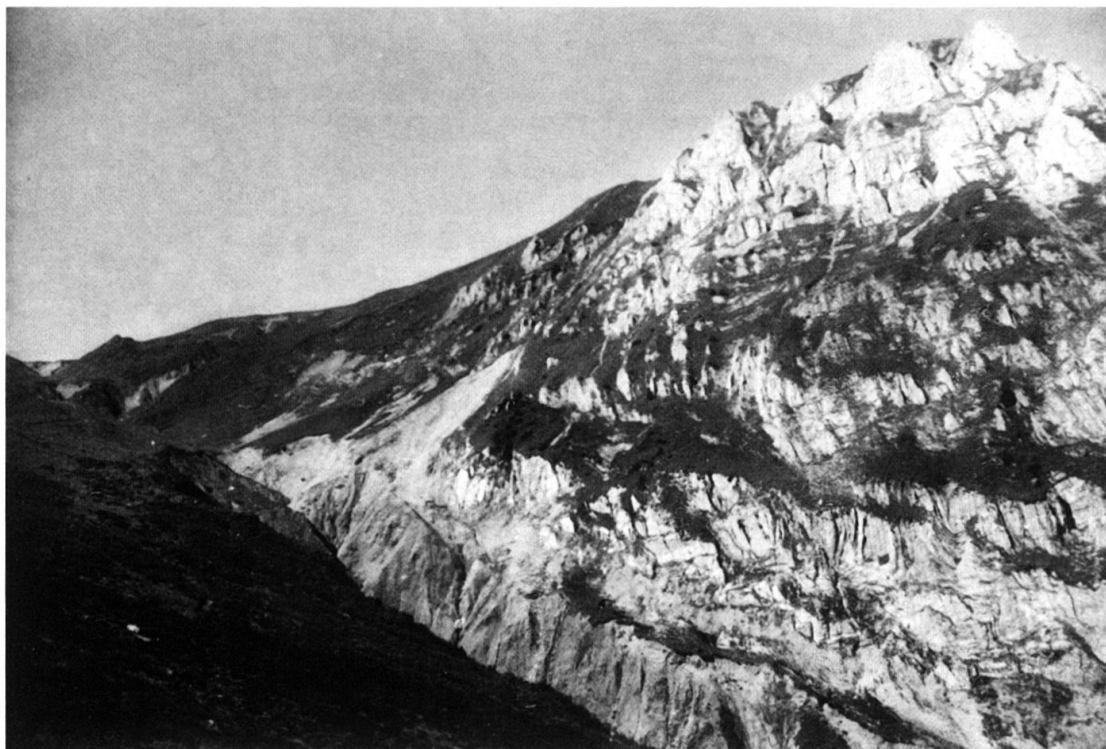


Fig. 5. Bloc-diagramme très schématique de la structure du massif de la Croix de Fer. Les plis verticaux sont de 1<sup>re</sup> phase. 1= socle MB; 2= Lotharingien; 3= Dogger; X= suture médiane (contact tectonique avec la couverture AR).



a



b

La zone Martigny - Chamonix

Fig. 6. Structures dans le massif de la Croix de Fer.

- a) La Croix de Fer. Terminaison «synclinale» du grand pli vertical de 1<sup>re</sup> phase. Calcaires spathiques et gréseux du Jurassique moyen enrobés par les schistes aaléniens qui forment la rive gauche du Nant Noir. A gauche, près du col de Balme, le petit monticule surmonté d'une croix, où une dernière queue de cette structure montre si bien les relations entre l'axe vertical, la surface axiale de ce pli, la schistosité principale ( $s_1$ ) et la linéation minérale  $l_1$ , tous synchrones. Voir figures 3-5.
- b) Queue de la structure «synclinale» des parois S de la Croix de Fer, au petit monticule surmonté d'une croix. La structure, en calcaires spathiques et gréseux vraisemblablement bajociens se ferme vers l'observateur, et est enrobée de schistes aaléniens à schistosité verticale ( $s_1$ ). La linéation minérale  $l_1$ , également subverticale, est bien visible dans les assises calcaires.

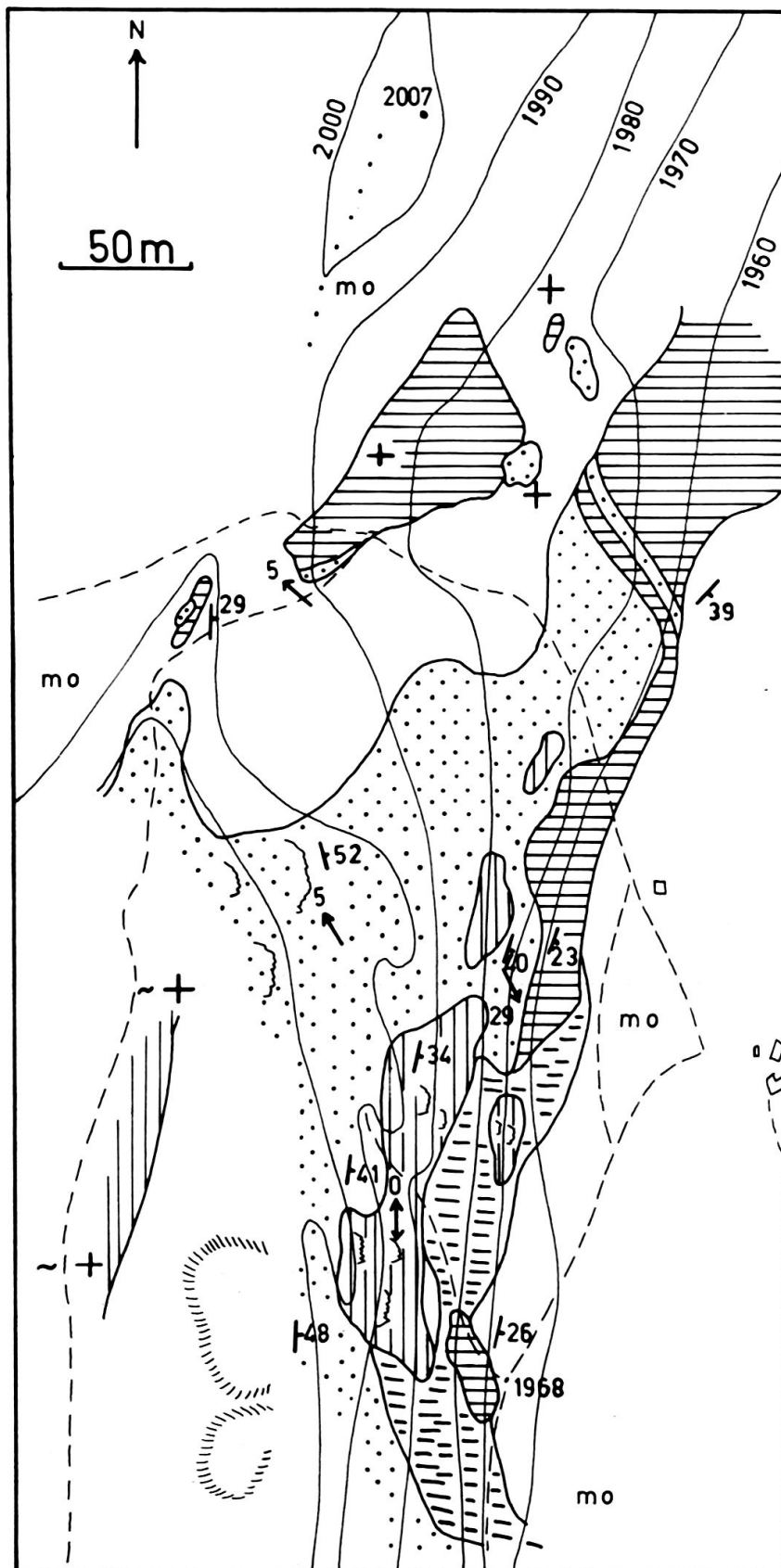


Fig. 7. Carte détaillée de la région des Tseppes. Couverture du massif AR. Lignes continues horizontales = Permo-Carbonifère. Pointillé = Jurassique moyen. Lignes verticales = Jurassique supérieur.

D'autres structures mineures liées à ce grand pli sont bien visibles dans le Nant Noir, où l'affleurement du niveau-repère du Lotharingien présente une géométrie que l'on ne peut expliquer que par la présence de charnières verticales.

La *couverture AR* montre des répétitions du Jurassique moyen et du Jurassique supérieur que nous attribuons à des plis isoclinaux précoces, de direction axiale NW-SE, bien que les charnières ne soient en général pas visibles. L'une, dans le Malm de Corraye confirme cette interprétation, ainsi que l'étude des veines ferrosiliceuses probablement argoviennes à la base des parois de Corraye.

La région des Tseppes a été levée à l'échelle 1:2500 (fig. 7), car elle révèle l'implication du socle dans les plis de la couverture mésozoïque, et ceci est à noter, car dans les zones plus externes, ce n'est en général pas le cas. La coupe de Corraye (fig. 8) montre la structure de cette couverture; on constate un resserrement des plis et un redressement des surfaces axiales près de la suture médiane. Au col de la Forclaz, bien que très réduite, cette couverture montre encore des répétitions impliquant le socle.

La *suture médiane*: De la frontière française jusqu'à Corraye, seule une bande de schistes aaléniens noirs dévoile son existence; ailleurs, les deux couvertures AR et MB sont plaquées directement l'une contre l'autre. Au haut du Lavanchi apparaît le bloc de gneiss connu de longue date, puis vers l'aval, des terrains divers comprenant du Trias dolomitique, de la cornieule, de l'Urgonien, vraisemblablement des lambeaux de Jurassique moyen, et peut-être d'autres terrains encore. La couverture AR se réduit drastiquement - elle n'existe pour ainsi dire plus.

Les travaux hydroélectriques de la région ont permis d'établir deux coupes dans les galeries de Belle-Place et des Esserts (fig. 4). Ces données confirment les levés de surface, et donnent une idée sur la poursuite en profondeur de ces séries. Notons que la coupe des Esserts montre l'interruption de la couverture mésozoïque AR par une lame de Permo-Carbonifère, que nous interprétons comme un cœur de pli. Il

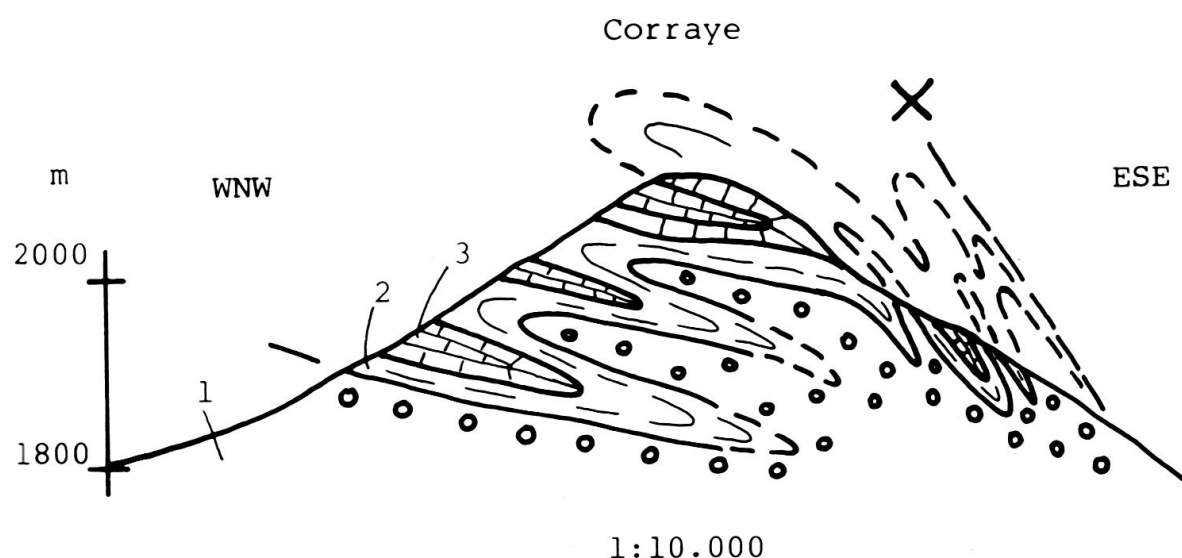


Fig. 8. Coupe de Corraye - couverture AR. 1 = Permo-Carbonifère; 2 = Jurassique moyen; 3 = Jurassique supérieur. Noter le resserrement et le redressement des structures vers la suture médiane (X).

faut également relever le pendage relativement faible du tout en direction du MB. De ce côté-là, un léger rebroussement est suggéré, rappelant des structures tardives observées dans le massif du Gotthard, et que l'on est tenté de corréler avec des déformations tardives dans les zones penniques. Au contact du MB, le Trias subit un épaissement très considérable, ce qui suggère, comme le pendage d'ailleurs, un déplacement important du socle cristallin MB par rapport à sa couverture, et probablement par rapport à toute la zone MC.

Nous reviendrons plus loin sur certains points concernant structure et cinématique, en particulier sur l'horizontalisation des séries du côté de Corraye.

### *B. La région de La Bâtiaz*

Carte et coupe (fig. 9 et 10) donnent un reflet partiellement schématisé de cette région très compliquée.

Dans la *couverture MB*, depuis la Dranse, on passe des calcaires spathiques et gréseux attribués au Bajocien par analogie de faciès au marbre blanc de l'Urgonien, en passant par le Malm, le Berriasien, localement le Valanginien calcaire, l'Haute-rivien et le Barrémien inférieur. Deux synclinaux de Berriasien, dont l'un passe sous la Tour de La Bâtiaz, ont une surface axiale à peu près NE-SW et un axe plongeant faiblement vers le NE. Ce sont les seules grandes structures visibles ici, et il est à noter que la linéation  $l_1$  leur est parallèle, ce qui est un argument de poids pour en faire des structures de première phase.

Au bord de la Dranse, l'on peut voir des structures plus spectaculaires, dont des plis concentriques, ou en chevrons, verticaux, décamétriques; il s'agit de structures tardives, également bien visibles dans le massif de la Croix de Fer, mais qui s'estompent dans la direction de la couverture AR. Elles ne modifient que la géométrie des affleurements, par exemple, celui du Dogger qui réapparaît derrière la chapelle de La Bâtiaz.

La *couverture AR* est ici en contact avec les gneiss AR, et à l'entrée du village, on peut voir le développement progressif de la cataclase du socle, jusqu'à la production du terme ultime, une mylonite, visible dans la petite cour de la première maison de La Bâtiaz, côté St-Maurice. La linéation  $l_1$ , si évidente dans le Jurassique par lequel commence ici la série mésozoïque, l'est également dans la mylonite, mais s'estompe progressivement en s'éloignant de la zone MC.

Des répétitions sont visibles ici, comme aux Tseppes, entre Jurassique moyen et supérieur; nous les attribuons à des plis isoclinaux précoces.

La *suture médiane*, qui détermine la dépression entre la Tour de La Bâtiaz et la couverture AR, affleure surtout à Sur-le-Scex. C'est là que l'on trouve des répétitions de marbre urgonien et de terrains d'âge douteux (Gault ?, Cristallin ?, Trias ?).

## **Structures mineures et cinématique**

Nous décrivons ici les structures surtout mésoscopiques dans l'ordre de leur développement.

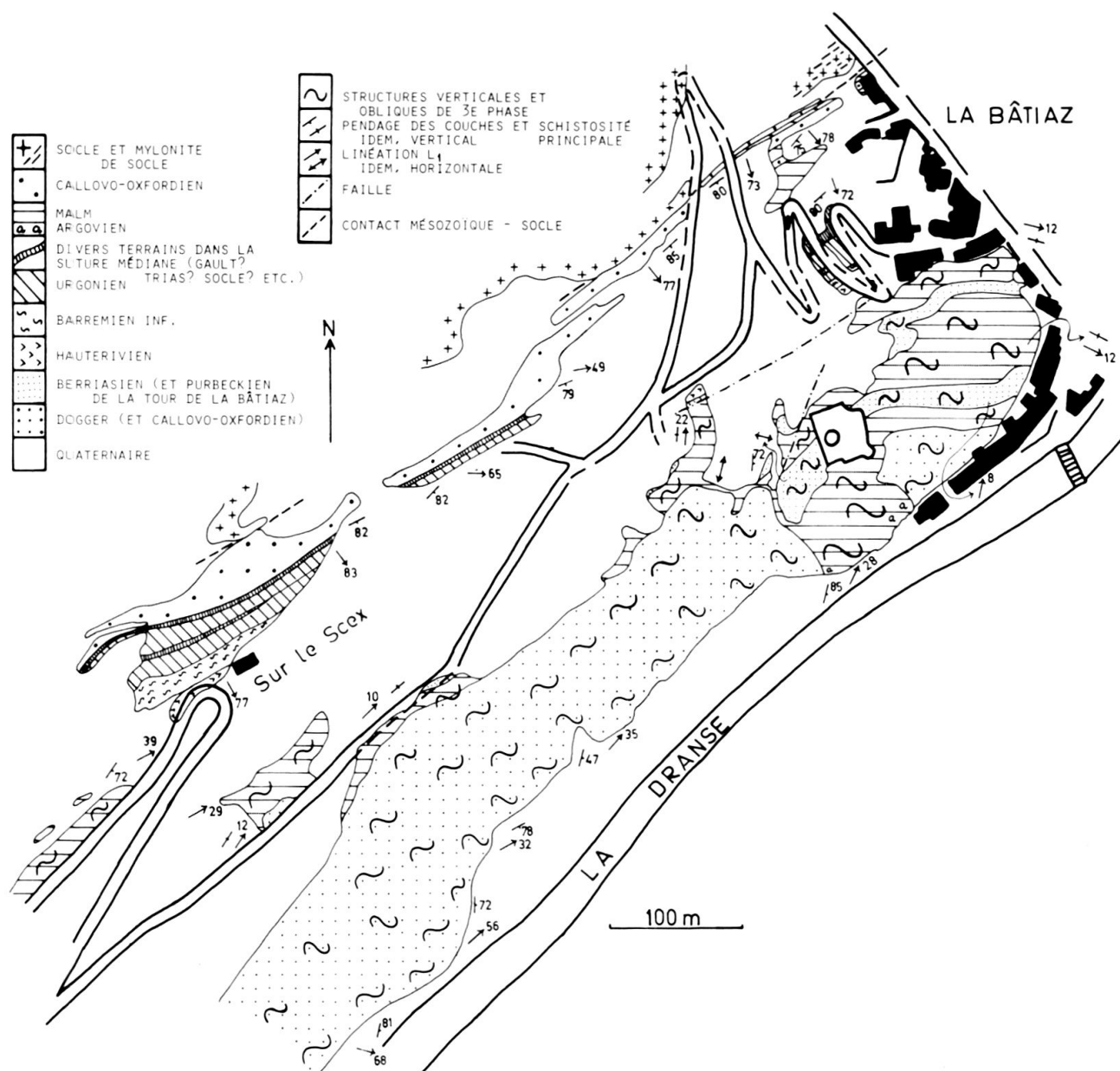


Fig. 9. Carte de la région de La Bâtiâz – Sur-le-Scex.

*1<sup>re</sup> phase*

C'est pendant la 1<sup>re</sup> phase tectonique que la zone MC acquiert l'essentiel de sa géométrie interne, et que la matière subit la plus grande partie de son transport et de sa déformation. A l'affleurement, la structure la plus évidente est la linéation minérale  $l_1$ , linéation d'étirement, qui correspond au grand axe de l'ellipsoïde de déformation; ceci est démontré par la géométrie d'éléments d'une brèche sédimentaire dans le Dogger de la Croix de Fer, par les ombres de pression, et les fibres syncinématiques, de quartz surtout. La figure 11 montre l'orientation de  $l_1$  dans toute la zone considérée: en général, elle est parallèle au pendage de la schistosité principale, à laquelle elle est associée – c'est le cas général pour la zone helvétique. A La Bâtiâz, pourtant, elle subit un très rapide changement d'orientation pour être



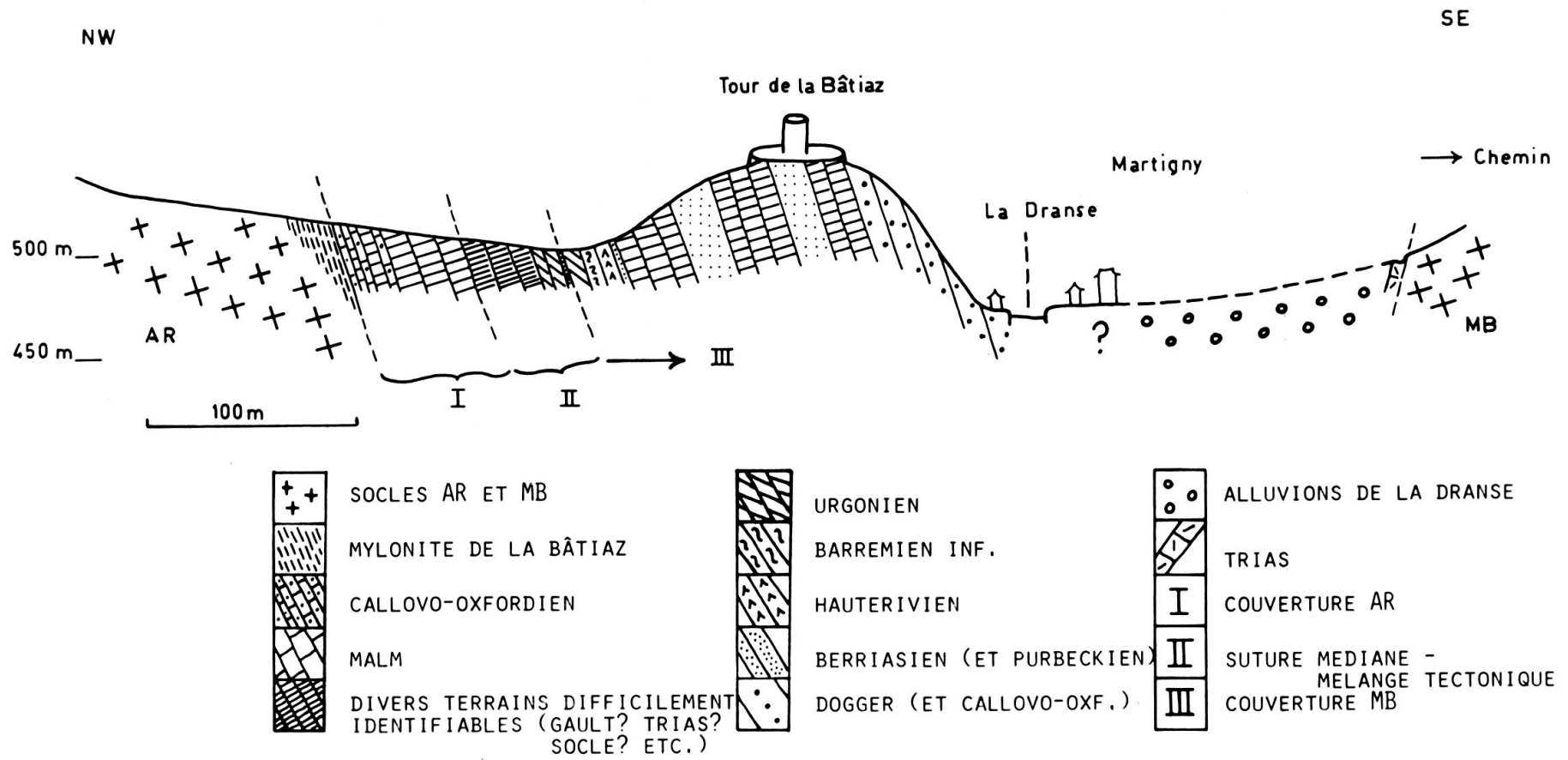


Fig. 10. Coupe de la zone MC à La Bâtiarz.

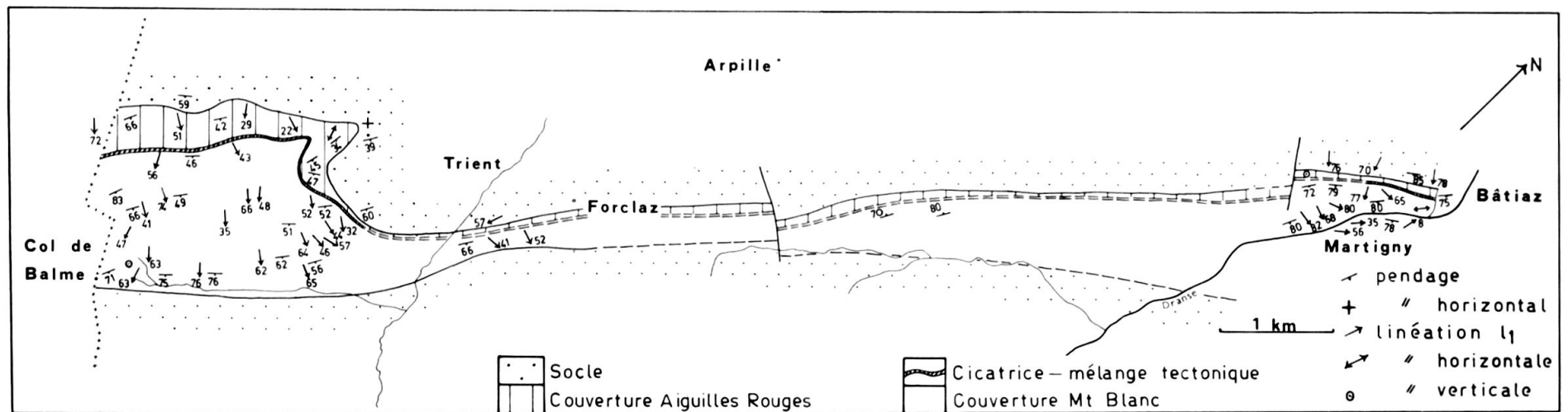


Fig. 11. Carte des subdivisions majeures de la zone MC de Martigny à la frontière franco-suisse. Orientation du pendage/schistosité principale et de la linéation  $l_1$ .

de direction NE, et pratiquement horizontale, au bord de la Dranse. Une tendance semblable se manifeste dans la partie orientale du massif de la Croix de Fer, en s'approchant de la vallée du Trient. La même linéation, ou une linéation de même type, est également subhorizontale dans la zone radicale des nappes helvétiques sur la rive droite de la vallée du Rhône. L'étirement selon cette linéation est encore exprimé par des fractures qui sectionnent les lits siliceux dans les calcaires du Jurassique moyen, le long de la route qui mène à Sur-le-Scex, par exemple; l'orientation de ces fractures varie en harmonie avec celle de  $l_1$ .

Nous avons vu que près du col de Balme, la relation entre  $l_1$ ,  $S_1$  et les grands plis verticaux de la Croix de Fer est claire: ces structures sont contemporaines, et rien ne semble les précéder. La schistosité axiale par rapport à ces plis est en général parallèle aux couches, ce qui traduit l'importance de la déformation isoclinale. La figure 12 suggère, de façon très schématique, la géométrie interne de la zone MC, acquise au cours de cette première phase de déformation.

C'est à la même époque que se forme la mylonite dans le socle AR, à La Bâtiâz, juste au contact du Mésozoïque, ce que nous attribuons à un affaiblissement des roches cristallines par imbibition d'eaux de la couverture. Le développement de cette mylonite est remarquable, et vaut la peine d'être suivi pas à pas. En une centaine de mètres, les niveaux sombres mylonitiques, schisteux, espacés de quelques dizaines de cm dans les gneiss quartzo-feldspathiques clairs, se rapprochent et se multiplient progressivement, au fur et à mesure que  $l_1$  devient de plus en plus manifeste. Cette évolution (qui fera l'objet d'une autre étude) rappelle beaucoup la formation de la mylonite de Miéville à partir du granite de Vallorcine, mais celle-là date probablement du Paléozoïque supérieur, alors que celle de La Bâtiâz est certainement alpine.

La linéation minérale  $l_1$  correspond, nous l'avons dit, à l'axe  $X$  de l'ellipsoïde de déformation. Les rapports axiaux de cette ellipsoïde ont été évalués dans une brèche probablement bajocienne, à éléments calcaires et dolomitiques (vraisemblablement d'âge triasique), au bas du Nant Noir. La déformation est très variable d'un endroit à un autre, même très rapprochés. De plus la déformation différentielle des calcaires et dolomies et l'effet de matrice rendent difficile l'interprétation des données. Près de 150 mesures permettent d'établir les variations du rapport  $X/Z$ : dans ces niveaux, les valeurs maximales dépassent en général 100/1 (et souvent 150/1), les valeurs minimales sont de l'ordre de 6 à 7/1, et la moyenne varie entre 18/1 et 20/1. A titre

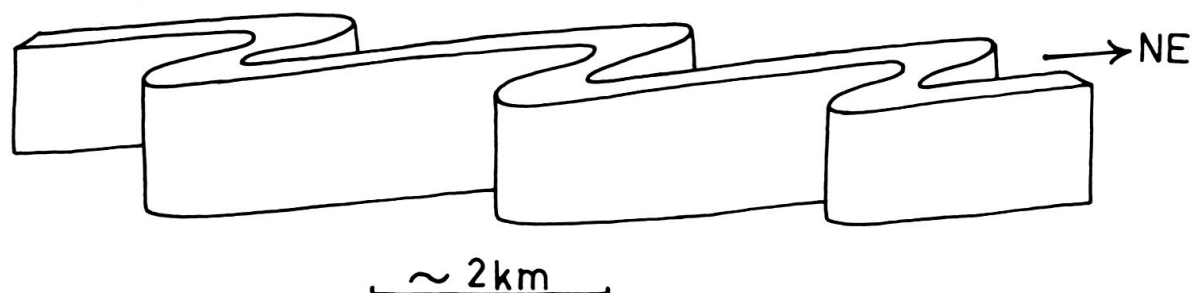


Fig. 12. Hypothèse schématique sur la géométrie interne de la zone MC, due à une disposition échelonnée des structures de 1<sup>re</sup> phase, fournissant une explication possible de l'obliquité des plis sur l'orientation générale de la zone et ses épaissements locaux (Croix de Fer; La Bâtiâz ?).

de comparaison, RAMSAY (1979), dans ses considérations sur l'ensemble de la zone helvétique, cite des valeurs courantes pour le rapport  $X/Z$  entre 5/1 et 10/1. Dans la région du Vélar, les oolithes calloviennes de la couverture du massif AR, sous la nappe de Morcles, donnent des valeurs moyennes de l'ordre de 5/1 pour le même rapport (BADOUX 1970). MILNES & PFIFFNER (1977), pour le complexe infrahelvétique de la Suisse orientale, arrivent à des valeurs maximales de l'ordre de 14/1, la moyenne étant de l'ordre de 4/1. Dans le flanc inverse de la nappe de Morcles, DURNEY (1972) a trouvé des valeurs comparables aux nôtres: un calcaire à «pellets» du Valanginien donne un rapport  $X/Z$  de 70/1, certains éléments dépassant la valeur de 100/1. La déformation est vraisemblablement encore plus forte vers la base de la nappe, au-dessus de Saillon.

On constate donc que dans cette zone, la déformation peut atteindre des valeurs très fortes, et c'est à cette très forte déformation que nous attribuons l'orientation actuelle des axes de plis de première phase. C'est FLINN (1962) qui, le premier, a démontré que dans la déformation progressive et pour de fortes valeurs de celle-ci, les éléments linéaires, comme les axes de plis, avaient tendance à s'orienter selon le grand axe de l'ellipsoïde de déformation. Ce concept a été repris et amplifié par la suite (RAMSAY 1967; SANDERSON 1973; WATKINSON 1975, entre autres) et démontré sur le terrain dans plusieurs chaînes de montagnes (voir en particulier WILLIAMS 1978; OLESEN & SØRENSEN 1972). C'est à notre avis l'explication d'un très grand nombre de structures transverses à la direction longitudinale d'un orogène, et c'est l'explication que nous avons déjà avancée pour certains plis précoces et transverses dans la chaîne alpine (AYRTON & RAMSAY 1974).

Cette interprétation a été récemment confirmée dans la région de Bourg d'Oisans (Alpes Dauphinoises) par P. Vialon et ses collaborateurs (GRATIER et al. 1976). L'orientation des structures précoces dans les zones internes – elles sont en général transverses dans les nappes penniques – peut aussi trouver son explication dans ce mécanisme.

Cette interprétation s'oppose à l'explication d'une genèse par «coulissage» des grandes structures verticales de la Croix de Fer, explication fondée sur le jeu d'éventuelles failles précoces orientées NE–SW, et sur la présence fréquente de plis à axes très raides dans le voisinage de grands décrochements. S'il y a des indications de mouvements horizontaux dans le secteur des massifs cristallins externes (et particulièrement d'un mouvement relatif entre les massifs AR et MB), ces mouvements paraissent être tardifs. Aucune observation ne permet de les rattacher à une phase de déformation précoce. De plus, l'orientation de la linéation  $l_1$  ne s'accorde pas avec un tel mouvement.

En d'autres endroits de l'Helvétique, là où le degré de déformation est faible, une linéation d'intersection est également liée aux plis précoces. Elle forme un grand angle avec la linéation d'allongement maximal de la matière  $l_1$ . Ici, les deux linéations sont confondues. Comme les axes de plis, la linéation d'intersection a été progressivement réorientée pour être pratiquement parallèle à l'axe  $X$  de l'ellipsoïde de déformation.

Ainsi,  $l_1$  a plusieurs significations, ou, plus précisément, sa direction est commune à plusieurs éléments: texture des roches, l'axe  $X$  des objets déformés, axes des plis précoces, transport de la matière.



a



b

Fig. 13. Déformation de la linéation  $I_1$ . Linéation  $I_1$  déformée dans un plan ou dans une succession de plans parallèles  $S_1$  très rapprochés, vraisemblablement durant la 2<sup>e</sup> phase de déformation. Urgonien et terrains divers de la suture médiane. Sur-le-Scex au-dessus de La Bâtiâz.

A La Bâtiaz, la linéation  $l_1$  et les petits synclinaux à cœur de schistes berriasiens tendent vers l'horizontalité, et une direction NE. Nous essayerons plus loin de proposer une explication pour cette déviation du cas général, qui nous paraît être due à une déformation ultérieure.

A une petite échelle, cette même linéation subit des changements d'orientation considérables sur des surfaces de schistosité, pouvant atteindre plusieurs dizaines de degrés. Elle est parfois plissée dans ces surfaces, sans que des plis tridimensionnels apparaissent, ce qui se voit bien à Sur-le-Scex, par exemple (fig. 13). Il s'agit encore d'une déformation ultérieure.

### *2<sup>e</sup> phase*

A la suite de la formation de la schistosité principale apparaît un clivage de crénulation classique,  $S_2$ , également de nature stylolitique, déterminant des micro-lithons d'épaisseur centimétrique et ne montrant que peu de déformation interne. Il est associé à des plis décimétriques à décamétriques et à une linéation d'intersection  $l_2$ . Son orientation est en général proche de  $S_1$ .

Ce clivage et ces plis de 2<sup>e</sup> phase n'apparaissent pas partout. Ils sont cantonnés dans certaines lithologies (surtout du Lias et du Dogger) et dans certains sites: c'est dans les charnières des plis de première phase que les structures de 2<sup>e</sup> phase apparaissent. Les flancs étant bien plus développés que les charnières, le clivage de crénulation n'est souvent pas visible. On peut l'observer commodément, par exemple, dans les premiers niveaux (vraisemblablement argoviens) de la couverture AR le long de la route, au col de la Forclaz. On y voit l'interférence des structures de 1<sup>re</sup> et 2<sup>e</sup> phases, bien mise en évidence dans les lits dolomitiques beiges, d'épaisseur centimétrique.

C'est à cette 2<sup>e</sup> phase de déformation que l'on peut attribuer la torsion de  $l_1$  dans les surfaces de schistosité sans apparition de plis tridimensionnels, ainsi que l'orientation variable de  $l_1$  d'une surface à une autre. Le mécanisme invoqué est celui décrit par RAMSAY (1967, p. 473–474). Les plans de clivage  $S_2$  sont subparallèles à ceux de la schistosité  $S_1$ , et le mouvement, la déformation affectent ces surfaces, sans que celles-ci soient plissées. La linéation  $l_1$  est plissée à l'intérieur de ces surfaces.

Ce même mécanisme est peut-être aussi responsable de la déformation à grande échelle de  $l_1$  à La Bâtiaz et peut-être ailleurs. Autrement dit, ce sont peut-être là des structures de 2<sup>e</sup> phase, de grande amplitude, mais qui n'ont pas pu prendre la forme de plis tridimensionnels à cause de l'angle très faible entre  $S_1$  et  $S_2$ .

Un problème majeur concerne l'orientation d'un clivage au moment de sa formation et avant toute déformation ultérieure. Pour  $S_2$ , on peut dire qu'il est né subparallèlement à l'orientation qu'avait à ce moment-là  $S_1$ . C'est probablement à cause de cette relation angulaire que la linéation d'intersection  $l_2$  varie passablement d'orientation, de même que les axes de plis de 2<sup>e</sup> phase, alors que l'orientation du clivage  $S_2$  donne celle de leur surface axiale. Nous verrons plus loin que les surfaces  $S_2$  sont déformées par d'autres structures, et en particulier par le bombement général du massif AR: raides du côté MB, elles sont subhorizontales aux Tseppes.

La recristallisation, dans cette 2<sup>e</sup> phase de déformation, est essentiellement limitée aux surfaces stylolitiques du clivage  $S_2$  (voir chapitre sur le métamorphisme). Le pic métamorphique lui est antérieur.



*3<sup>e</sup> phase*

Des structures spectaculaires, de géométrie très variable, déforment les surfaces  $S_1$  et  $S_2$  et leurs linéations associées (fig. 14). A La Bâtiaz, sous la Tour, ou dans la carrière au-delà des immeubles en bordure de la Dranse, des plis verticaux d'amplitude décamétrique déforment les calcaires du Jurassique moyen et supérieur. Ces structures s'estompent en allant vers le massif AR, dont la couverture n'est que sporadiquement et faiblement affectée par ces plis. Il y a donc un très net gradient de déformation ici, qui va croissant du NW au SE. Il y a en plus des discontinuités à l'intérieur des séries. A Sur-le-Scex, le Malm est fortement déformé, alors que les surfaces des calcaires siliceux hauteriviens sont quasi planes. Les schistes berriasiens ont servi de niveau de décollement.

Les plis majeurs sont souvent remarquablement continus et s'élèvent comme des tuyaux d'orgue jusqu'au sommet des parois (fig. 15). Il en est de même sous la Croix de Fer. En revanche, ils peuvent prendre la forme de cônes emboîtés (par exemple dans les calcaires assez finement lités, dans le bel affleurement de calcaires bajociens qui borde la route du col de la Forclaz, au SW de Sur-le-Scex). Leur géométrie dépend de la lithologie: pour les calcaires plaquetés, plis en chevrons assez symétriques et parfois très fermés, l'angle de la charnière étant en moyenne de l'ordre de  $50^\circ$ ; plis arrondis, concentriques, dans les calcaires plus massifs du Malm, par exemple. L'orientation moyenne des surfaces axiales est NW-SE.

Tout un cortège de structures mineures fait partie de cet ensemble, fort complexe dans le détail. Ce sont essentiellement des kinks, parfois conjugués, passant même à

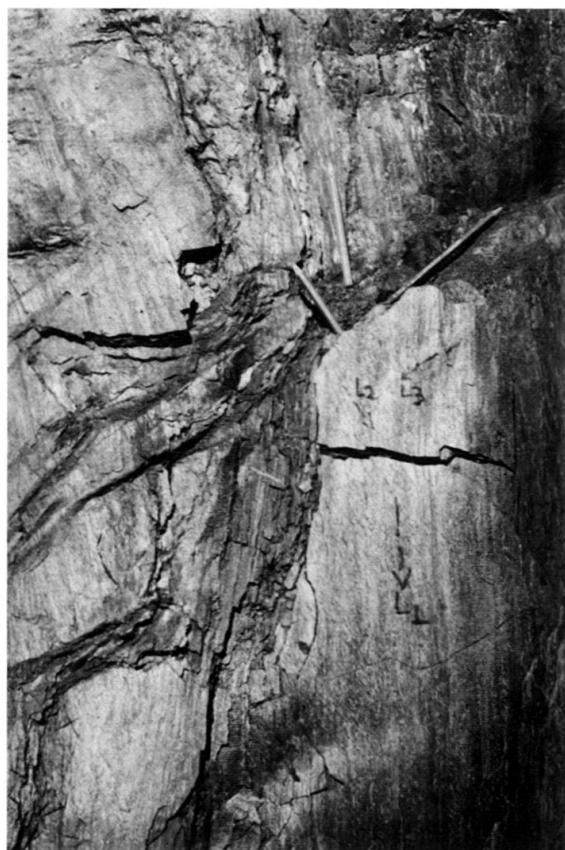


Fig. 14. Trois structures superposées dans les calcaires spathiques et gréseux du Jurassique moyen de la Croix de Fer. Linéations  $l_1$ ,  $l_2$  et une structure type kink de 3<sup>e</sup> phase.

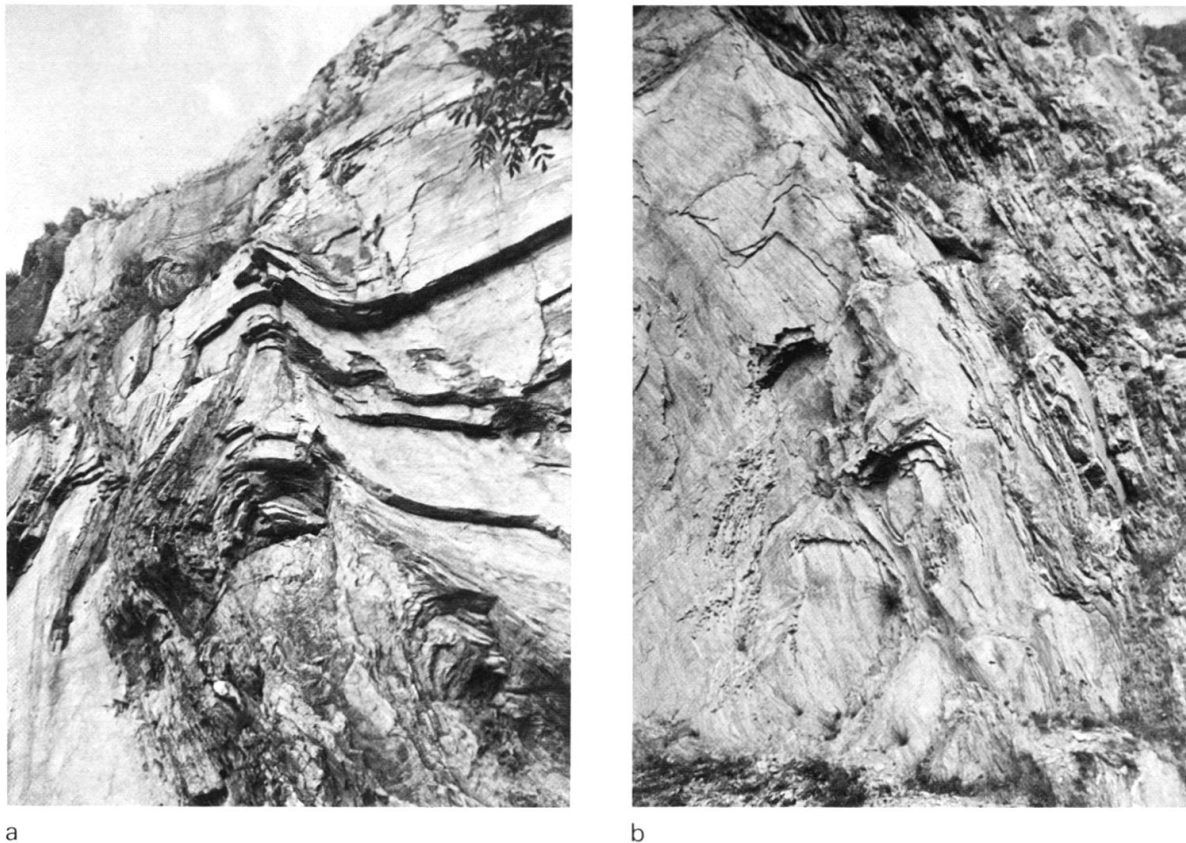


Fig. 15. Structures de 3<sup>e</sup> phase dans la zone Martigny – Chamonix.

- a) Structure verticale de 3<sup>e</sup> phase. Calcaires du Jurassique supérieur. La Bâtiaz.  
 b) Structure subverticale de 3<sup>e</sup> phase. Calcaires spathiques et gréseux du Jurassique moyen. Carrière au bord de la Dranse, La Bâtiaz. Noter l'obliquité de la linéation  $I_1$  un peu moins fortement pentée, ainsi que des structures de 2<sup>e</sup> ou 3<sup>e</sup> ordres qui se fondent souvent dans la structure majeure, exprimant par là leur quasi-contemporanéité.

un clivage de crénulation dans les lithologies les plus schisteuses, des plis en chevron (fig. 16) et des zones de cisaillement à fissures sigmoïdes remplies de calcite et quartz, parfois conjuguées. Une chronologie relative détaillée de ces structures semble illusoire.

D'autre part, si leurs intersections avec les structures majeures donnent des géométries en «dome and basin», typiques de structures superposées, elles sont spatialement liées entre elles et à ces mêmes structures majeures (les grands plis verticaux). Là où celles-ci manquent, il est de même des structures mineures. De plus on peut constater la coalescence des unes et des autres, par exemple à La Bâtiaz, dans la carrière au bord de la Dranse, où les axes de kinks «transverses» viennent se fondre dans les axes verticaux. Ainsi se forment, déterminés par deux plis majeurs et deux kinks «transverses» des entités structurales lenticulaires. Le style des structures indique également une uniformité des caractéristiques physiques des roches, que l'on considère les plis verticaux ou les structures mineures. Pour toutes ces raisons, nous les groupons dans une seule et même phase. Le mécanisme de déformation est essentiellement un glissement couche sur couche, comme en témoignent les stries en général normales aux axes des plis. Ces stries, en fait des

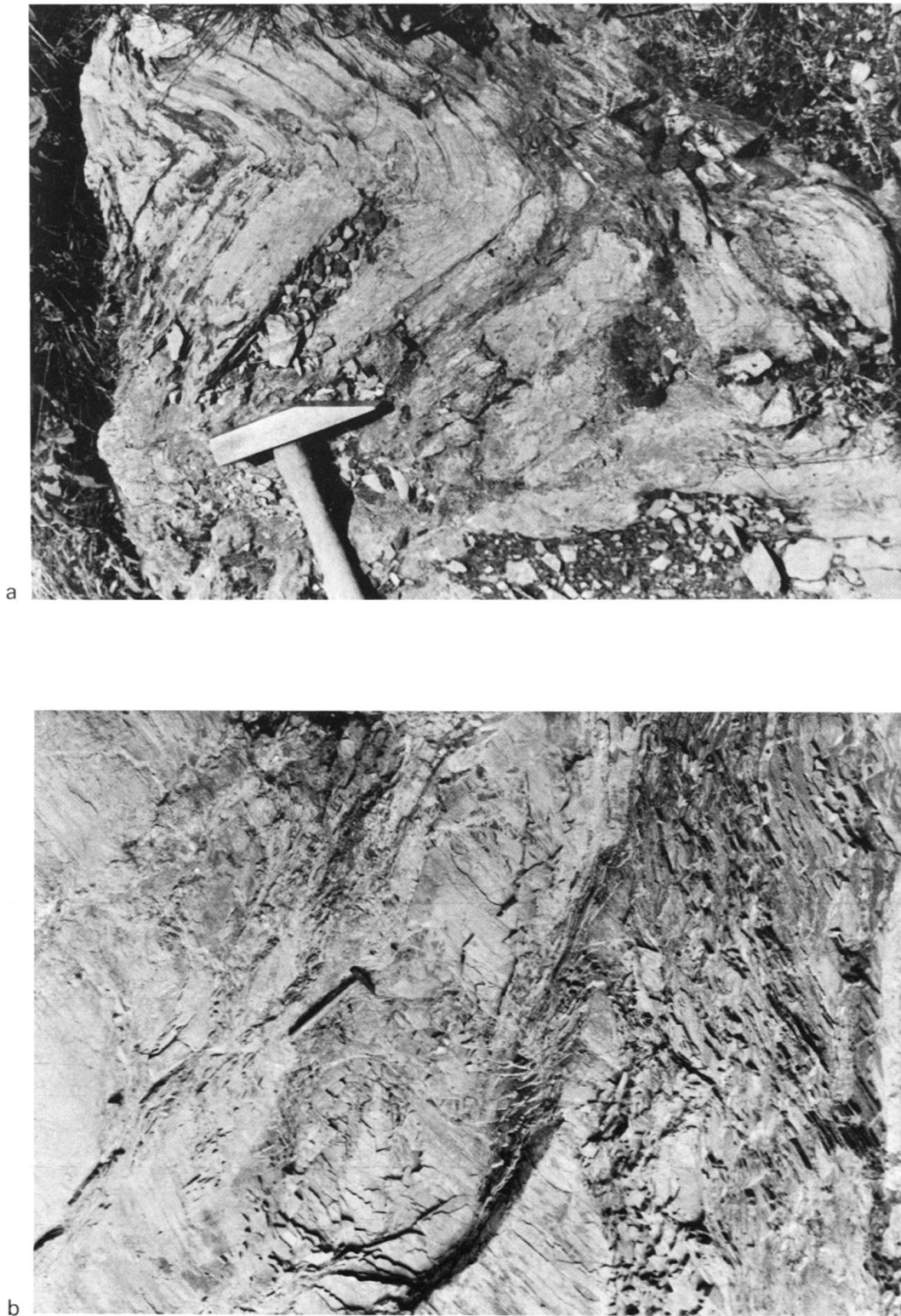


Fig. 16. Structures de 3<sup>e</sup> phase dans la zone Martigny–Chamonix.

- a) Structure verticale de 3<sup>e</sup> phase, en chevron. Calcaires du Jurassique moyen. La Bâtiaz.  
 b) Kinks complexes de 3<sup>e</sup> phase. Calcaires spathiques et gréseux du Jurassique moyen. Carrière au bord de la Dranse, La Bâtiaz. Certains sont conjugués. Des zones de cisaillement à fissures sigmoïdes font aussi partie de cet ensemble.

plaquettes de calcite («slickolites») peuvent se former tout autour de la charnière du pli, qui n'est donc pas nécessairement un élément de symétrie pour leur développement. Des ouvertures en «selles» s'y trouvent quand même parfois.

Quartz et carbonates sont localement remobilisés et précipitent dans les zones de brèches souvent associées à ces structures, surtout dans les surfaces axiales des kinks. Les fissures sigmoïdes contiennent surtout du quartz. La température régnant lors de cette phase de déformation était sans doute basse, et les roches se comportaient de façon progressivement moins ductile.

Les zones de cisaillement sont fréquemment subhorizontales, et leur géométrie révèle un mouvement assez constant du compartiment supérieur vers le S.

Les plis verticaux à surface axiale orientée NW-SE pourraient être dus à un mouvement relatif, de décrochement, entre les massifs AR et MB. Il s'agirait d'un mouvement sénestre, ce qui pourrait renforcer le point de vue de VIALON (1974), qui voit dans la zone MC la prolongation d'un décrochement cévenol (la faille de Privas), peut-être encore actif aujourd'hui.

On peut se demander si ces structures ne sont pas responsables de la déformation de la linéation  $l_1$ . A l'affleurement, il n'y a pas de doute que celle-ci subit des déflexions, dans les zones de kinks, par exemple, mais en fait, on ne constate aucune relation entre le degré de déformation de  $l_1$  et le degré de développement des structures de 3<sup>e</sup> phase:  $l_1$  est parfois peu déformée, alors que les plis verticaux atteignent un développement maximal, et d'autre part,  $l_1$  peut être très déformée en l'absence de ces structures (à Sur-le-Scex, par exemple). C'est pourquoi nous attribuons la déformation principale de  $l_1$  à la 2<sup>e</sup> phase de déformation.

Il reste encore le problème de la relation des structures de 3<sup>e</sup> phase avec d'autres structures tardives, en particulier le bombement des socles cristallins. C'est ce que nous essayerons d'envisager plus loin.

#### *Autres structures tardives*

Les surfaces  $S_0$  (litage originel),  $S_1$  et  $S_2$  passent de la subverticale du côté MB à la subhorizontalité aux Tseppes, ce qui met en évidence le bombement du socle AR, qui est l'une des dernières manifestations des efforts tectoniques déjà responsables des structures précoces. Le socle est véritablement plissé (BADOUX 1972), et dans le détail, on peut postuler l'existence d'une structure allant des Tseppes au pli légèrement déversé vers le NW du massif de Mazembroz (au-dessus de Fully, rive droite du Rhône) en passant par l'Arpille (fig. 17). Une autre structure de même type et de même âge serait à l'origine de la fenêtre de Champéry.

Une autre structure tardive est suggérée dans la coupe qui passe sous le col de Balme: il s'agit d'un léger raidissement des couches qui rappelle les structures affectant le flanc S du massif du Gotthard (MILNES 1979), structures liées à un clivage de crénulation, lui-même associé, dans les nappes penniques, à des plis en retour.

Il faut encore considérer la fluctuation longitudinale des grandes unités helvétiques, qui participe à la géométrie en «dome and basin» de l'ensemble. Structures superposées ou variation du degré d'aplatissement? La question reste posée. Ajoutons simplement que des structures tardives subméridiennes existent, aussi bien



dans le Pennique que dans l'avant-pays (PLANCHEREL 1979). A ce propos, rappelons que la vallée du Rhône en aval de Martigny sépare deux segments, qui ont évolué indépendamment.

La relation entre ces structures, auxquelles il faut ajouter celles de 3<sup>e</sup> phase, n'est pas claire. A priori, il n'y a pas de raison majeure de les considérer comme méta-chrones. Le cisaillement probablement impliqué par les structures de 3<sup>e</sup> phase, le bombement du socle AR et la variation longitudinale des grands axes helvétiques,

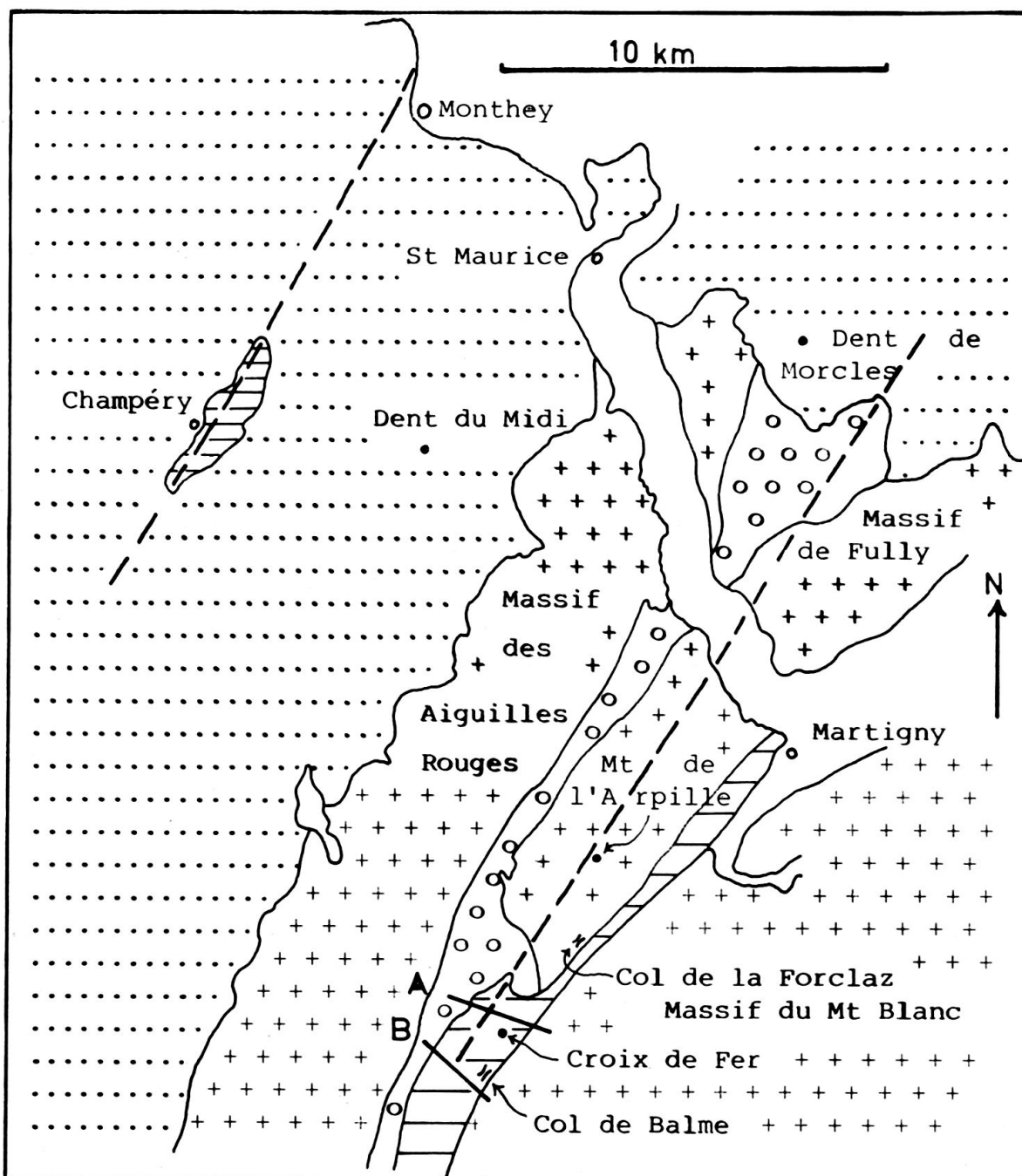


Fig. 17. Traces axiales de structures anticlinales tardives affectant le socle/autochtone, faiblement obliques sur les structures antérieures. Lignes horizontales = autochtone-parautochtone. Pointillé = nappe de Morcles et Flyschs. Cercles ouverts = synclinal permien. Croix = socle.

peuvent tous traduire la poursuite des compressions qui entraînent depuis longtemps, et aujourd'hui encore, un raccourcissement de la croûte dans la direction NNW-SSE à NW-SE (PAVONI & MAYER-ROSA 1978; ILLIES & GREINER 1978).

### Métamorphisme

Nous abordons ici le métamorphisme subi par les roches mésozoïques de la zone Martigny – Chamonix. Il s'agit probablement d'une recrystallisation d'âge tertiaire.

De nombreuses études relatives à ce problème ont été menées dans ce domaine des Alpes, principalement par MARTINI & VUAGNAT (1970), pour la région située au N et au NW des AR, DEICHA (1949), POTY et al. (1974) et DURNEY (1974), du point de vue des inclusions fluides, VON RAUMER (1974), surtout dans le socle, KÜBLER (1969), pour la cristallinité de l'illite, et les phyllosilicates en général, et KÜBLER et al. (1979), qui fournissent des résultats fondés sur des mesures du pouvoir réflecteur de la vitrine.

De cet ensemble de données, il ressort que les roches mésozoïques de la zone Martigny – Chamonix sont épimétamorphiques, comme le sont, en général, les couvertures des massifs cristallins externes. Les séries nappées sus-jacentes, ou plus distantes, sont moins métamorphiques, ce qui suggère un effet de socle autour des massifs, comme cela vient d'être mis en évidence par BERNARD (1978). Il faut cependant compter avec le fait que les roches de la zone MC sont nettement plus déformées que celles des nappes helvétiques supérieures, par exemple. On a démontré que l'apport thermique dû à la déformation n'était pas négligeable (REITAN 1968*a* et *b*), et ici, ce facteur a peut-être suffi pour faire passer le matériel de l'anchizone à l'épizone. Inversement, les roches plus près du socle, lubrifiées par une forte pression fluide, due à la déshydratation des minéraux hydratés, ont peut-être subi, pour cette raison aussi (un autre facteur étant leur plus grand enfouissement), une déformation plus grande. Pour l'instant, avec les données disponibles, nous penchons pour un véritable effet de socle.

L'étude des inclusions fluides dans les cristaux de quartz en fissures dans le massif du Mont-Blanc (POTY et al. 1974) indique des températures d'homogénéisation échelonnées entre 150 et 210 °C, et des pressions de l'ordre de 2,5 à 3 kb. Ceci correspond aux conditions du faciès métagrauwacke à prehnite-pumpellyite, dont les minéraux témoins ont été effectivement mis en évidence dans cette région. Il y a quelque incertitude concernant l'âge de ces cristallisations. Le métamorphisme des roches est essentiellement lié à la première phase de déformation (voir plus loin), mais des recrystallisations ont eu lieu tardivement, et il se peut que les conditions physiques citées plus haut se soient maintenues pendant longtemps (comme dans le massif de l'Aar, cf. STECK 1968; dans le MB, des minéraux en cavités sont datés du Miocène supérieur: cf. LEUTWEIN et al. 1970), peut-être à cause de la bonne conductibilité thermique des roches du socle et de l'anisotropie née lors de l'intense et précoce déformation.

Un gradient de métamorphisme croît du NW au SE (VON RAUMER 1974), comme la déformation, mais pour celle-ci, l'augmentation d'intensité n'est linéaire qu'à l'échelle de la chaîne. Dans le détail, on constate des discontinuités, des sauts, et il en va peut-être de même pour le métamorphisme. Ceci reflète le caractère



localisé, concentré, de la déformation, et peut-être aussi, des raccourcissements par subduction.

Sur le plan minéralogique, plusieurs espèces de phyllosilicates ont été détectées (KÜBLER 1969), en particulier la paragonite, et vraisemblablement un interstratifié du type paragonite/phengite. Le chloritoïde, repéré aux rayons X, n'est pas visible en lames minces, mais il peut facilement passer inaperçu; sa présence ici, ne serait pas étonnante (cf. FREY & WIELAND 1975). De la margarite est soupçonnée (phyllosilicate incolore à biréfringence plus basse que celle des autres micas) dans les calcaires schisteux jurassiques de la couverture MB, ce qui confirmerait encore le caractère épimétamorphique de celle-ci, comme le souligne également l'abondance de rutile.

Les textures, surtout dans les semi-pélites, fournissent de nombreuses indications sur l'évolution métamorphique des roches. Certaines rappellent beaucoup celles décrites par KOSOVSKAIA et SHUTOV (1958), surtout dans leur zone à texture «épineuse». Il est parfois délicat de séparer les ségrégations/recristallisations prémétamorphiques, de celles qui sont directement associées à la formation de la schistosité.

#### *Relations recristallisation/déformation*

La structure mésoscopique la plus évidente dans ces roches est une schistosité accompagnée par une linéation minérale. Elles ont été formées lors de la première phase de déformation, car elles ne se superposent à aucune autre<sup>3)</sup>, et sont déformées par toutes celles qui ne leur sont pas associées. Au niveau du microscope, dans les semi-pélites, une autre structure antérieure est pourtant parfois visible: il s'agit d'une orientation préférentielle de phyllosilicates incolores, très fins, et surtout, d'agrégats composés vraisemblablement d'associations chlorite-illite. Ceux-ci rappellent, par exemple, lithologiquement et par leur disposition, la texture de roches siluriennes du Pays de Galles (WARREN et al. 1970). AHRENDT et al. (1977, fig. 3) ont publié une photographie, faite au microscope électronique, d'une ardoise de Namibie, où l'on voit une disposition fort semblable. La figure 18 montre cette disposition des agrégats chlorite-illite, remarquablement constante malgré les déformations qu'ils ont subies. Elle rappelle la figure 5.7a dans HOBBS et al. (1976), illustrant la texture d'une ardoise du Rheinisches Schiefergebirge.

Nous interprétons cette structure, antérieure à la schistosité, comme un héritage de recristallisations post-diagénétiques dans le sens du litage et ceci pour les raisons suivantes:

- a) cette structure ne correspond à aucune structure mésoscopique;
- b) elle précède la formation de la schistosité principale, que l'on peut corréler avec pratiquement toute la déformation pénétrative et plastique;
- c) les minéraux fibreux syncinématiques (le quartz, surtout) sont toujours alignés selon la schistosité, et non selon cette ancienne structure.

On pourrait encore arguer que cette structure est associée à la 1<sup>re</sup> phase de déformation et en représente un stade précoce, formé dans les charnières de plis et

---

<sup>3)</sup> Quelques veines carbonatées, en «pinch-and swell» dans la schistosité, datent du début de cette phase, voire d'un stade de fissuration peut-être très précoce.

conservé en certains sites privilégiés (une espèce de «bedding-plane schistosity»: cf. YOSHIDA 1969), comme on peut le voir dans les séries du Culm du SW de l'Angleterre. La disposition des fibres s'oppose nettement à ce point de vue, et en cela elles jouent un rôle important, car elles permettent de constater qu'une roche apparemment peu déformée l'est en fait beaucoup, ainsi que l'orientation de la structure tectonique. Il peut sembler étonnant de trouver dans des roches aussi déformées des reliques d'une structure sédimentaire, mais cela n'est pas en désaccord avec les observations faites ailleurs (cf. WILLIAMS 1972).

La schistosité principale ( $S_1$ ) est de nature stylolitique et il n'y a pas de doute que la dissolution sous pression a joué un rôle majeur dans son développement. Les phyllosilicates sont disposés parallèlement à la surface axiale des plis de 1<sup>re</sup> phase. La linéation minérale ( $I_1$ ) est due à l'alignement préférentiel de grains allongés, en général des carbonates; elle correspond au grand axe de lentilles polyminérales, et au sens de l'étirement maximal de la matière, comme en témoignent l'orientation de fibres syncinématiques, les ombres de pression et la déformation de rares bélemnites



Fig. 18. Textures dans les semi-pélites de la zone Martigny – Chamonix. Agrégats chlorite-illite dont l'origine et l'orientation moyenne sont liées au stade sédimentaire. Il s'agit donc d'une structure relique, anté-tectonique. Longueur moyenne des grands agrégats: 0,5 mm.

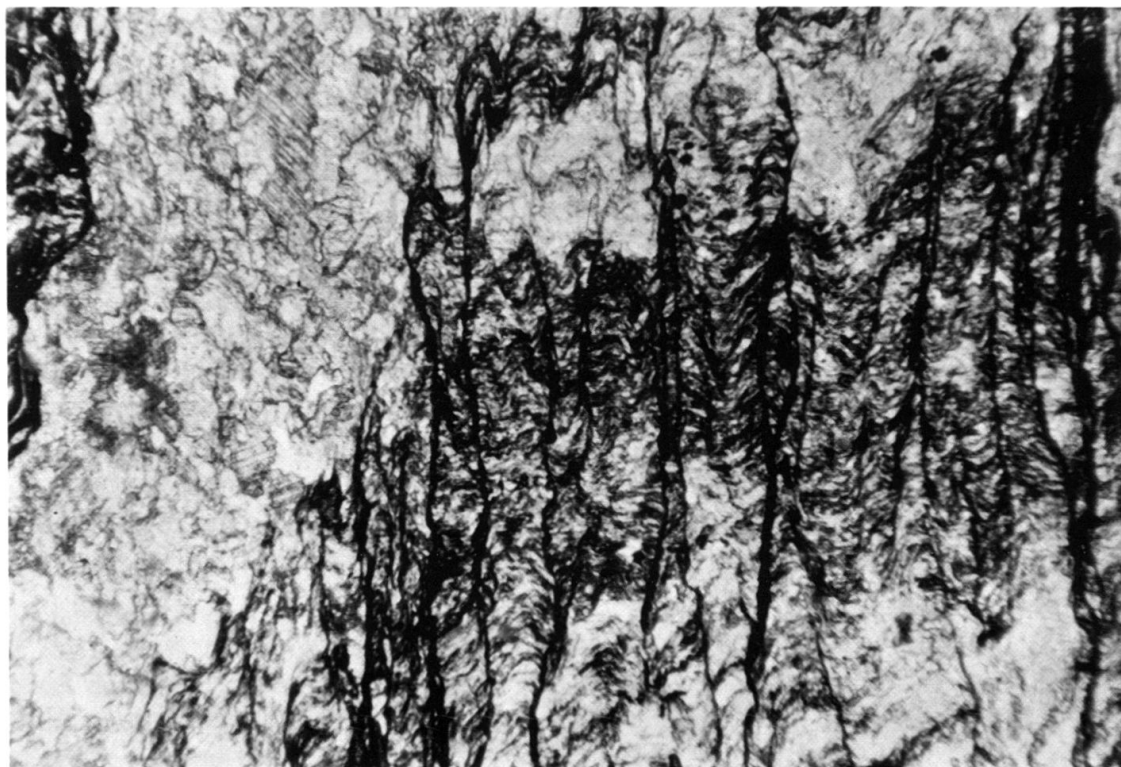


Fig. 19. Schistosité principale ( $S_1$ ), stylolitique, reprise par un clivage  $S_2$ , également stylolitique. Semi-pélites du Jurassique moyen.  $\times 80$ .

et éléments de brèche sédimentaire (dans le Jurassique moyen de la couverture MB).

Une seconde structure ( $S_2$ ), de type clivage de crénulation, est également de nature stylolitique (fig. 19). Elle n'apparaît que dans les lithologies favorables, et dans certains sites, ce qui est lié à la disposition de  $S_1$ . L'apparition de ce clivage détermine des microlithons dont l'épaisseur est de l'ordre de quelques millimètres. Des phyllosilicates ont très localement recristallisé dans les plans de clivage. Cette structure déforme des veines de carbonate et de rares albites, qui se sont développées après la schistosité principalement.

Un second clivage de crénulation est probablement lié à une 3<sup>e</sup> phase de déformation, produisant des plis concentriques et des kinks. Le quartz est encore mobile à ce stade (parfois un carbonate également), recristallisant dans les zones de basse pression.

Ainsi se dessine l'image d'un pic métamorphique contemporain de la première phase de déformation, et d'un refroidissement progressif au travers des épisodes de déformation ultérieurs, un schéma bien connu dans l'Helvétique (AYRTON 1969).

### Evolution générale de la zone Martigny – Chamonix

Plusieurs arguments tendent à démontrer que les massifs AR et MB étaient autrefois éloignés l'un de l'autre: couvertures très différentes, la déformation très forte des roches, traduisant vraisemblablement une forte compression et un raccour-

cissement important, la suture médiane avec ses cornieules et son cristallin et une certaine indépendance structurale (voir l'orientation très différente de la linéation  $I_1$  dans les couvertures AR et MB, à La Bâtiaz). Notons que les unités des socles et particulièrement les synclinaux permien ne se poursuivent pas d'un massif à l'autre, celui du MB ne comptant que de rares et minces queues synclinales de roches permo-carbonifères vers son extrémité SW (col Infranchissable); ce contraste peut, cependant, être attribué à la différence considérable d'altitude entre les deux massifs.

A ceci est lié le problème de la patrie de la nappe de Morcles. On peut, dans cette zone, citer trois possibilités (fig. 20):

1. toute la nappe peut s'enraciner dans la suture médiane, les couvertures AR et MB n'y participant pas;
2. elle aurait été la couverture du massif MB (TRÜMPY 1963 et H. Masson, comm. orale);
3. elle proviendrait entièrement d'une zone située au S du MB (la patrie des nappes helvétiques supérieures).

Il n'y a pas beaucoup d'arguments en faveur de la dernière hypothèse; le travail très détaillé de GRASMÜCK (1961) ne semble pas l'appuyer, ni la situation des racines de la nappe de Morcles du côté Saillon.

Il faut bien dire que la couverture MB dans la zone MC ressemble fortement à la série que l'on trouve dans le flanc inverse de la nappe, au-dessus de Saillon, et il est fort possible que la 2<sup>e</sup> hypothèse soit la bonne. Toutefois, les transgressions bien connues de l'autochtone sur le flanc S du massif MB interdisent une jonction directe avec le flanc normal, dont l'enracinement précis reste mystérieux, d'autant plus que l'on n'a trouvé aucun lambeau de roche mésozoïque dans une cicatrice du socle MB, si l'on excepte deux affleurements du Trias aux extrémités NE (Charrat) et SW du massif. C'est aussi réduire l'importance de la suture médiane, dont l'aspect suggère un mécanisme de subduction, semblable à celui qui est postulé pour la zone d'Urseren, dont celle-ci pourrait représenter la continuation. De plus, il manque le matériel

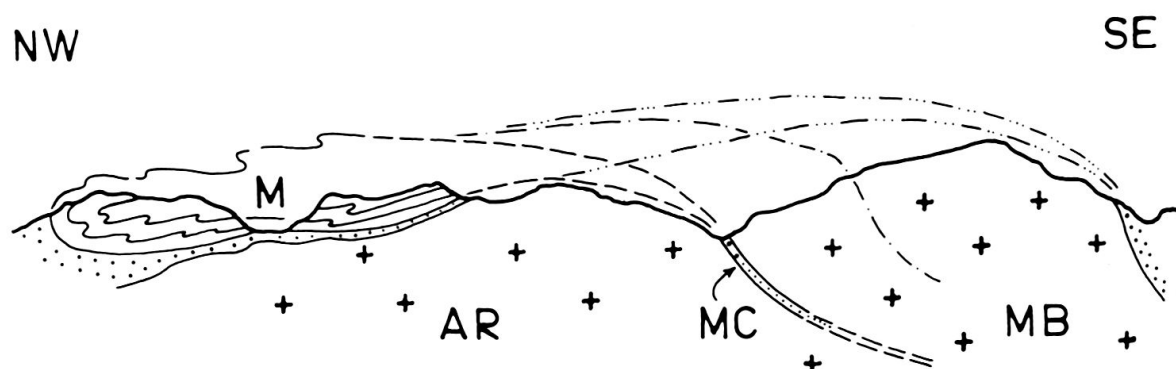


Fig. 20. Coupe à travers les massifs AR et MB, avec trois hypothèses sur l'enracinement de la nappe de Morcles:

- - - = enracinement dans la suture médiane de la zone MC; - · - · - = enracinement du flanc normal dans la partie N du massif MB; · · · · · = enracinement au S du MB.

*En pointillé:* autochtone et parautochtone.

M = nappe de Morcles.

mésozoïque déposé entre AR et MB, et en général, si le socle est englouti, la couverture subsiste quelque part – sur la rive droite du Rhône, cette couverture est maintenant empilée dans la région de Morcles. Peut-être ce matériel mésozoïque n'a-t-il pas été déposé ou a-t-il été érodé. En revanche le Nummulitique – le Flysch nord-helvétique – a dû se déposer et la suture médiane correspond au moins à ce domaine. Ainsi cette suture est bel et bien une zone de subduction intracontinentale, avec disparition de socle sialique. Le problème concerne le degré de raccourcissement et la quantité de matériel enfoui, mais on doit admettre qu'une zone paléogéographique large de 20 à 30 km est maintenant réduite à guère plus de trois. C'est à cette conclusion que sont déjà arrivés PARÉJAS (1922) et LUGEON (1947).

De là, on peut penser que le raccourcissement s'est fait grâce, essentiellement, à un déplacement du massif MB vers le NW, sur la zone MC, ce qui est fortement suggéré par le pendage des couches mésozoïques vers le SE, et l'accumulation de roches triasiques sous le col de Balme. Autrement dit, nous pensons que la poursuite de la zone synclinale MC se trouve *sous* le MB (cf. fig. 20 et PARÉJAS 1922), et que le massif MB est une nappe, de style beaucoup plus pennique qu'helvétique. Ainsi aurait-on un parallélisme, sur le plan tectonique, entre zone MC et Urseren d'une part, massifs MB et Gotthard d'autre part, comme on l'a souvent dit. Les directions tectoniques sont obliques sur les lignes de faciès sédimentaires.

Cette interprétation sera peut-être confirmée par les études de la micro-sismicité, en cours actuellement. Les conclusions de MENARD (1975) vont tout à fait dans ce sens: de façon générale, les massifs cristallins externes sont chevauchants sur l'avant-pays. Certains de ces chevauchements sont peut-être encore actifs. Notons qu'ici les surfaces de chevauchements des nappes et la surface de subduction du socle sont probablement orientées dans le même sens.

Quant à l'âge de la subduction, il est probable qu'elle s'est faite en plusieurs étapes, avec un paroxysme lors de la 2<sup>e</sup> phase de déformation. En effet, la suture médiane recoupe divers terrains, et ampute des structures de 1<sup>re</sup> phase. Vers Catoigne, une petite bande d'Aalénien est pincée entre les deux couvertures. Le long de ce contact et jusqu'au Lavanchi, le flanc N de la grande structure verticale (de 1<sup>re</sup> phase) de la Croix de Fer est très fortement réduit et raboté (il n'y a pas de terrains plus jeunes que le Dogger dans ce flanc à l'W de Corraye), et dans le Lavanchi, la couverture AR n'existe pratiquement plus. Ceci veut dire que cette grande structure existait déjà lors de l'engloutissement partiel de son flanc N. De plus, la linéation  $l_1$  est fortement perturbée près de la suture médiane (à Sur-le-Scex, par exemple), suggérant de nouveau l'antériorité de  $l_1$ , par rapport à la subduction finale. Par analogie, l'accident des Chenalettes peut aussi être attribué à la 2<sup>e</sup> phase de déformation. Notons que, comme pour d'autres zones de subduction, celle-ci est légèrement oblique par rapport aux éléments tectoniques antérieurs – elle est sécante sur les racines helvétiques – et des mouvements de décrochement s'y sont manifestés ultérieurement.

Cette région est particulièrement intéressante du point de vue de la déformation, car c'est à partir d'ici que le socle est sérieusement impliqué dans les structures de la couverture. Les discordances angulaires sont réduites de façon drastique: celle que forme Mésozoïque et socle AR, bien visible au-dessus de Dorénaz, par exemple, est réduite à néant à La Bâtiaz. Cette transition est importante, car elle est peut-être



assez caractéristique de zones de subduction (au moins «A-subduction zones»): transposition de la foliation gneissique du socle, superposition d'une nouvelle schistosité, passage de structures subhorizontales à la subverticalité, le tout sur moins de 1 km (cf. BLANC 1976). Toutefois, le gradient de déformation si évident ici n'évolue pas de façon linéaire. En effet, au col de la Forclaz, une faible discordance est encore visible entre la foliation gneissique dans le socle AR et les surfaces  $S_0/S_1$  de la couverture. De même à la hauteur de la mine des Trappistes, sur le flanc S du massif MB, une discordance est encore visible entre la schistosité (permienne ?) du socle et celle de la couverture mésozoïque. Il est néanmoins clair que le massif MB est très nettement plus atteint par la déformation alpine que le massif AR, ce qui, allié à des effets d'isostasie, explique peut-être leur différence d'altitude.

C'est donc à ce niveau que la déformation alpine augmente très considérablement, atteignant pour la première fois, en venant de l'avant-pays, des valeurs du rapport  $X/Z$  de l'ellipsoïde de déformation de plus de 100/1, dont l'une des conséquences est la réorientation des axes de plis de 1<sup>re</sup> phase, maintenant parallèles à  $X$ . On est vraisemblablement à un seuil où une faible augmentation des contraintes entraîne une forte croissance de la déformation.

Notons qu'une comparaison entre la déformation alpine du socle aux Tseppes et dans le massif de Fully suggère que les isogrades de déformation ne sont pas parallèles aux grandes structures tectoniques. On a donc à considérer l'interférence de quatre éléments, souvent discordants:

1. les lignes de faciès sédimentaires,
2. les grandes unités tectoniques,
3. les isogrades de déformation,
4. les isogrades de métamorphisme.

L'intensité de la déformation alpine du socle aux Tseppes et au Lavanchi – et le fait que dans la zone MC, les terrains crétacés, dont l'Urgonien classique, sont absents au SW de Corraye – suggèrent une évolution du domaine radical et du style de la nappe de Morcles, rejoignant par là des conclusions antérieures (PARÉJAS 1922; AYRTON 1972).

### Conclusions générales

La zone synclinale complexe MC représente un exemple probablement assez typique de zone de subduction continentale, avec disparition d'un domaine paléogéographique à socle cristallin, large de 20 à 30 km et épais d'autant. Le Moho se trouve sous les massifs cristallins externes à quelque 40 km de profondeur; la croûte est ici fortement épaissie (d'au moins 10 km, cf. MENARD 1979) par rapport aux zones plus externes, ce qui traduit probablement cet enfouissement. Le gros de la déformation pénétrative, accompagnée de métamorphisme, ainsi que le transport de la matière, ont lieu pendant une première phase de déformation progressive, où les grands plis s'orientent parallèlement à la direction d'étirement et de transport. La subduction se produit surtout au cours de la seconde phase, avec développement d'un clivage de crénulation. Suivent diverses structures qui reflètent toutes la poursuite des mouvements de compression, orientés S–N, qui aujourd'hui encore se font sentir.



## Remerciements

Au cours des ans, j'ai bénéficié de la collaboration, des conseils ou des objections de collègues nombreux et patients, ceux de l'Université de Lausanne d'abord, parmi lesquels je me permettrai de citer très particulièrement Messieurs les Professeurs N. Oulianoff, H. Badoux et M. Burri; M. le Professeur B. Kübler (Neuchâtel), pour l'étude du métamorphisme; M. le Professeur T. Labhart (Berne), pour les travaux en galerie, m'ont apporté leur aide. Le dessin des cartes géologiques à paraître m'a valu des contacts fructueux avec M. le Professeur J. Bellières (Liège) et M. J.-Cl. Barfèty (B.R.G.M., Grenoble). Mes idées sur l'évolution structurale de cette zone ont été soumises à Messieurs les Professeurs J.G. Ramsay (ETH, Zurich) et Ph. Simony (Calgary), entre autres, ce qui n'implique pas nécessairement leur accord avec les vues présentées ici.

Je tiens aussi à remercier la Direction d'Esso-Rep, qui a mis à disposition ses données sur la couverture AR, et l'Electricité de France, grâce à qui j'ai pu pénétrer dans les souterrains mystérieux qui traversent le massif de la Croix de Fer.

Je suis également reconnaissant à M<sup>mes</sup> M.P. de Dardel et A.M. Gabus pour leur aide dactylographique.

## BIBLIOGRAPHIE

- AHRENDT, H., HUNZIKER, J.C., & WEBER, K. (1977): *Age and degree of metamorphism and time of nappe emplacement along the southern margin of the Damara orogen/Namibia (SW-Africa)*. – Geol. Rdsch. 67/2, 719–742.
- AYRTON, S. (1969): *Déformations des séries autochtones et helvétiques au SE du massif du Mont-Blanc*. – Eclogae geol. Helv. 62/1, 95–104.
- (1972): *Sur la prolongation de la nappe de Morcles en France*. – Eclogae geol. Helv. 65/2, 321–326.
- AYRTON, S., & RAMSAY, J.G. (1974): *Tectonic and metamorphic events in the Alps*. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 54/2–3, 609–639.
- BADOUX, H. (1970): *Les oolites déformées du Vêlar (massif de Morcles)*. – Eclogae geol. Helv. 63/2, 539–548.
- (1972): *Tectonique de la nappe de Morcles entre Rhône et Lizerne*. – Matér. Carte géol. Suisse [n.s.] 143.
- BERNARD, D. (1978): *Microthermométrie des inclusions fluides de cristaux syncinématiques. Application à la couverture sédimentaire du Nord Pelvoux*. – Thèse 3<sup>e</sup> Cycle, Univ. Grenoble.
- BLANC, P. (1976): *Géologie du Massif de l'Arpille*. – Thèse Univ. Lausanne.
- COLLET, L.W. (1943): *La nappe de Morcles entre Arve et Rhône*. – Matér. Carte géol. Suisse [n.s.] 79, 146.
- (1955): *Notice explicative Carte géol. 1:200000 Genève-Lausanne*. – Comm. géol. Suisse.
- DEICHA, G. (1979): *Thermométrie comparée dans quelques minéraux alpins du massif du Mont-Blanc*. – Bull. Soc. franç. Minéral. 72, 355–358.
- DURNEY, D.W. (1972): *Deformation history of the Western Helvetic nappes, Valais, Switzerland*. – Thèse Imperial College, Londres.
- (1974): *Relations entre les températures d'homogénéisation d'inclusions fluides et les minéraux métamorphiques dans les nappes helvétiques du Valais*. – Bull. Soc. géol. France (7), 16/3, 269–272.
- FLINN, D. (1962): *On folding during three-dimensional progressive deformation*. – Quart. J. geol. Soc. London 118, 385–433.
- FREY, M., & WIELAND, B. (1975): *Chloritoid in autochthon-parautochthonen Sedimenten des Aarmassivs*. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 55/3, 407–418.
- GRASMÜCK, K. (1961): *Die helvetischen Sedimente am Nordostrand des Mont-Blanc-Massivs*. – Eclogae geol. Helv. 54/2, 351–450.
- GRATIER, J.P., BOUDON, J., GAMOND, J.F., PLOTTO, P., ROBERT, J.P., & VIALON, P. (1976): *Les variations longitudinales des valeurs d'aplatissement du synclinorium de Bourg d'Oisans (Alpes Dauphinoises) – méthodes de mesure et résultats*. – C.R. 4<sup>e</sup> réunion annuelle Sci. de la Terre, Paris.
- HOBBS, B.E., MEANS, W.D., & WILLIAMS, P.F. (1976): *An outline of structural geology*. – John Wiley & Sons, Inc., New York.
- ILLIES, J.H., & GREINER, G. (1978): *Rhinegraben and the Alpine system*. – Bull. geol. Soc. Amer. 89, 770–782.

- KOSSOVSKAIA, A., & SHUTOV, V. (1958): *Zonality in the structure of terrigene deposits in platform and geosynclinal regions*. – *Eclogae geol. Helv.* 51/3, 656–666.
- KÜBLER, B. (1969): *Cristallinity of illite. Detection of metamorphism in some frontal part of the Alps*. – Referate der 47. Jahrestagung der dtsh. mineral. Ges., 29–30.
- KÜBLER, B., PITTION, J.L., HEROUX, Y., CHAROLAIS, J., & WEIDMANN, M. (1979): *Sur le pouvoir réflecteur de la vitrinite dans quelques roches du Jura, de la Molasse et des Nappes préalpines, helvétiques et penniques (Suisse occidentale et Haute-Savoie)*. – *Eclogae geol. Helv.* 72/2, 347–373.
- LEUTWEIN, F., POTY, B., SONET, J., & ZIMMERMANN, J.L. (1970): *Age des cavités à cristaux du granite du Mont-Blanc*. – *C.R. Acad. Sci. (Paris)* 277, 156–158.
- LUGEON, M. (1918): *Sur quelques charbons d'âge non carbonifère de la vallée du Rhône valaisan*. – *Soc. vaud. Sci. nat. P.V.* 20.2. 1918, 1–2.
- (1947): *Hommage à August Buxtorf et digression sur la nappe de Morcles*. – *Verh. natf. Ges. Basel*, 58, 108–131.
- MARTINI, J., & VUAGNAT, M. (1970): *Metamorphose niedrigst temperierten Grades in den Westalpen*. – *Fortschr. Mineral.* 47, 52–64.
- MENARD, G. (1979): *Relations entre structures profondes et structures superficielles dans le sud-est de la France – essai d'utilisation de données géophysiques*. – Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Univ. Grenoble.
- MILNES, A.G. (1979): *Excursion along Val Antigorio and upper Val d'Ossola with a diversion along the Simplon pass road*. – *Eclogae geol. Helv.* 72/1, 304–308.
- MILNES, A.G., & PFIFFNER, O.A. (1977): *Structural development of the Infrahelvetic complex, Eastern Switzerland*. – *Eclogae geol. Helv.* 70/1, 83–95.
- OLESEN, N.Ø., & SØRENSEN, K. (1972): *Caledonian fold- and fabric-elements: a model*. – 24<sup>th</sup> int. geol. Congr. 3, 533–544.
- OULIANOFF, N. (1945): *Une contribution à l'histoire de glacier du Trient*. – *Bull. Soc. vaud. Sci. nat.* 63/61–66.
- (1973): *Incidences de la tectonique sur la morphologie: l'exemple du Catogne (Massif du Mont-Blanc) et de ses abords*. – *Bull. Lab. Géol. etc. Mus. géol. Univ. Lausanne* 205.
- PARÉJAS, E. (1920): *Sur le Dogger fossilifère de la Croix de Fer (Synclinal de Chamonix)*. – *C.R. Soc. Phys. Hist. nat. Genève* 37/3, 90–92.
- (1922): *Géologie de la zone de Chamonix comprise entre le Mont-Blanc et les Aiguilles Rouges*. – *Mém. Soc. Phys. Hist. nat. Genève* 39, 373–442.
- PAVONI, N., & MAYER-ROSA, D. (1978): *Seismotektonische Karte der Schweiz 1:750000*. – *Eclogae geol. Helv.* 71/2, 293–295.
- PLANCHEREL, R. (1979): *Aspects de la déformation en grand dans les Préalpes médianes plastiques entre Rhône et Aar*. – *Eclogae geol. Helv.* 72/1, 145–214.
- POTY, B.P., STALDER, H.A., & WEISBROD, A.M. (1974): *Fluid inclusion studies in quartz from fissures of Western and Central Alps*. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 54/2–3, 717–752.
- RAMSAY, J.G. (1967): *Folding and fracturing of rocks*. – Mc Graw-Hill, New York.
- (à paraître): *The Helvetic Nappes. Thrust and Nappe Tectonics*. – Symposium. Londres. Avril 1979.
- RAUMER, J. VON (1974): *Zur Metamorphose amphibolitischer Gesteine im Altkristallin des Mt-Blanc- und Aiguilles Rouges-Massivs*. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 54, 472–488.
- REITAN, P.H. (1968a): *Frictional heat during metamorphism. Quantitative evaluation of concentration of heat generation in time*. – *Lithos* 1, 151–163.
- (1968b): *Frictional heat during metamorphism. Quantitative evaluation of heat generation in space*. – *Lithos* 1, 268–274.
- SANDERSON, D.J. (1973): *The development of fold axes oblique to the regional trend*. – *Tectonophysics* 16, 55–70.
- STECK, A. (1968): *Die alpidischen Strukturen in den Zentralen Aaregraniten des westlichen Aarmassivs*. – *Eclogae geol. Helv.* 61/1, 19–48.
- TRÜMPY, R. (1963): *Sur les racines des nappes helvétiques*. – *Soc. géol. France, Livre à la Mémoire du Prof. P. Fallot II (1960–1963)*, 419–428.
- VIALON, P. (1974): *Les déformations «synschisteuses» superposées en Dauphiné*. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 54/2–3, 663–690.
- WARREN, P.T., HARRISON, R.K., WILSON, H.E., SMITH, E.G., & NUTT, M.J.C. (1970): *Tectonic ripples and associated minor structures in the Silurian rocks of Denbighshire, North Wales*. – *Geol. Mag.* 107/1, 51–60.

- WATKINSON (1975): *Multilayer folds initiated in bulk plane strain, with the axis of no change perpendicular to the layering*. – *Tectonophysics* 28, 7–11.
- WILLIAMS, G.D. (1978): *Rotation of contemporary folds into the X direction during overthrust processes in Laksefjord, Finnmark*. – *Tectonophysics* 48, 29–40.
- WILLIAMS, P.F. (1972): *Development of metamorphic layering and cleavage in low-grade metamorphic rocks at Bermagui, Australia*. – *Amer. J. Sci.* 272, 1–47.
- YOSHIDA, S. (1969): *Structural analysis of the Paleozoic system in northeastern Tamba mountainous district, with special reference to folds and cleavage*. – *Jap. J. Geol. Geogr.* 40/2–4, 25–40.